

普通高等教育“十一五”国家级规划教材

航海类专业精品系列教材

航海气象学与海洋学

张永宁 主编





大连海事大学出版社

航海类专业精品系列教材

- 航海学★
- 航海气象学与海洋学★
- 船舶操纵★
- 船舶避碰与值班★
- 船舶安全管理★
- 船舶货运★
- 船舶原理★
- 航海仪器（上册：导航设备）★
- 航海仪器（下册：雷达与ARPA）★
- GMDSS通信设备与业务★
- 航海英语★
- 航海专业数学
- 船舶结构与设备
- 船舶信号与VHF通信



★普通高等教育“十一五”国家级规划教材



ISBN 978-7-5632-2157-8
9 787563 221578 >

定价：25.00元

普通高等教育“十一五”国家级规划教材

航海类专业精品系列教材

航海气象学与海洋学

张永宁　主编

大连海事大学出版社

图书在版编目(CIP)数据

航海气象学与海洋学 / 张永宁主编 . —大连 ：大连海事大学出版社，2008. 4
(航海类专业精品系列教材)
普通高等教育"十一五"国家级规划教材
ISBN 978-7-5632-2157-8

Ⅰ. 航… Ⅱ. 张… Ⅲ. ①航海学:气象学—高等学校—教材②海洋学—高等学校—教材 Ⅳ. U675.12 P7

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2008)第 041119 号

大连海事大学出版社出版
地址:大连市凌海路 1 号 邮政编码:116026 电话:0411-84728394 传真:0411-84727996
http://www.dmupress.com E-mail:cbs@dmupress.com
大连天正华延彩色印刷有限公司印装 大连海事大学出版社发行
2008 年 4 月第 1 版 2008 年 4 月第 1 次印刷
幅面尺寸:185 mm×260 mm 印张:15.5
字数:379 千 印数:1~3000 册
责任编辑:陆 梅 版式设计:小 月
封面设计:王 艳 责任校对:史洪源
ISBN 978-7-5632-2157-8 定价:25.00 元

内容简介

本书是在原《航海气象学与海洋学》的基础上，经总结十余年教学实践经验和广泛征求航运界意见并吸收了最新研究成果，编写完成的。全书共分7章，内容包括气象要素和海洋要素的特征、时空分布及其变化规律，大气运动的基本特征及其规律，船舶水文气象观测，各种天气系统及其天气特征，天气图知识，船舶气象信息的获取和应用，船舶气象导航和世界海洋气候。

本书可作为高等航海院校航海技术专业或其他相关专业的航海气象学教材，也可作为海船船员考证培训的教材或参考书。本书也可供海船驾驶、港口引航、港航管理、海上安全监督、海事仲裁和渔业捕捞等有关人员参考。

前　言

海上运输是交通运输的重要组成部分，在促进外贸运输发展和推动对外贸易增长等方面以其他运输方式不可比拟的优势发挥出越来越重要的作用。

大连海事大学作为我国唯一的国家重点航海类专业院校，多年来为我国乃至国际海上运输业培养了大量的航海类专业高级人才，对促进航运业的发展起到了重要作用。近年来，随着科学技术的进步和交通运输业的发展，学校针对航海类专业的鲜明特色，在人才培养方案、教学内容及课程体系改革等方面进行了一系列的研究和实践。在此基础上，我校组织编写出一套与新的培养方案、教学内容及课程体系相适应的航海类专业精品系列教材，旨在加强航海类专业建设，提高航海类人才培养的质量和水平，进一步推动高等航海教育的发展。

为了保证航海类专业精品系列教材顺利出版，学校在人力、物力和财力等方面予以充分保证。组织校内航海类专业的资保专家、骨干教师和管理干部做了大量工作，从筹备、调研、编写、评审直至正式出版，历时三载有余。2005 年 5 月，学校先后组织召开了两次航海类专业教学改革研讨会，来自交通部海事局、辽宁海事局、中国远洋运输（集团）总公司、中国海运（集团）总公司、中国船级社等单位的专家为教材编写的筹备工作提出了中肯的意见和建议。2006 年初，教材编写工作正式启动，确定重新编写航海类专业教材 22 种，其中航海技术专业教材 13 种、轮机工程专业教材 9 种。教材编写大纲先后征求了中国远洋运输（集团）总公司、中国海运（集团）总公司及大连海事大学等单位 10 多位专家的意见。学校组织教材主要编写人员分赴北京、天津、青岛、上海、广州、武汉及厦门等多家航运企事业单位进行调研，收集了大量的最新技术资料，同时听取了有关领导和专家的意见。2007 年我校先后召开了五次评审会，来自交通部海事局、驻英大使馆海事处、中国海事服务中心考试中心、辽宁海事局、山东海事局、中国远洋运输（集团）总公司、中国海运（集团）总公司、大连港引航站、上海海事大学、海军大连舰艇学院、大连水产学院、集美大学、青岛远洋船员学院及大连海事大学等单位的多位专家对 22 种教材的初稿就内容、文字及体例等方面逐一评审，反复推敲，几易其稿，逐步完善，反复审核，最终正式出版。该套教材中共有 16 种教材入选普通高等教育“十一五”国家级规划教材。

这套航海类专业精品系列教材以履行修订后的 STCW 公约为前提，结合海上运输业发展的国际性和信息性等特点，以更新教学内容为重点，对原有教材做了大量的增删与修改，注重理论基础及内容阐述的逻辑性和准确性，力求反映国内外航海科技领域的新成就与新知识，适应 21 世纪海上运输业对航海类人才的知识、能力和素质结构的要求，兼顾各教材内容之间的衔接与整合，避免重复与遗漏。我衷心的希望，通过全体编写人员的不懈努力，这套精品系列教材，能够进一步加强我校航海类专业的建设，为国内兄弟院校航海类专业的发展提供有益的借鉴，为我国高等航海教育发展尽微薄之力。

教材在编写和出版过程中，得到了方方面面领导、专家和同仁的大力支持和热心帮助（具体名单附后）。我谨代表大连海事大学及教材编写全体成员对以上单位和个人致以最诚挚的谢意。各位专家和同仁渊博的专业知识、严谨的治学态度、精益求精的学术风范以及细致入微的工作作风为教材的顺利出版作出了卓越的贡献，在很大程度上可以说，这套教材的成功出版，是全体编写人员，各港航企事业的单位的领导、专家和同仁共同努力的成果。

航海类专业精品系列教材的编写是一项繁重而复杂的工作，鉴于时间和人力等方面的因素，这套教材在某些方面还不是十分完善，缺点和不妥之处在所难免，希望同行专家不吝指正。同时，希望以此为契机，吸引更多航海技术领域的专家、学者参与到这项工作中来，为我国航海教育献计献策，为我国乃至国际海上运输事业培养出大量高素质的航海类专业人才。

大连海事大学校长

2008 年 3 月

对教材出版给予大力支持和帮助的单位及个人如下：(以姓氏笔画为序)

姓名	职称	单位
于晓利	教授	大连水产学院
于智民	高级船长、高工	中远散货运输有限公司
马文华	高工	大连远洋运输公司
方伟江	轮机长	中海国际船舶管理有限公司上海分公司
王　阳	高工	中海国际船舶管理有限公司大连分公司
王　健	高工、高级引航员	大连港引航站
王国荣	高级轮机长	中远散货运输有限公司
王征祥	船长	中远集装箱运输有限公司
王新全	高工、总轮机长	中国远洋运输(集团)总公司
车　毅	船长	大连远洋运输公司
叶依群	高级船长	中远散货运输有限公司
田喜林	高工	中海国际船舶管理有限公司大连分公司
石爱国	教授	海军大连舰艇学院
任辰西	高级船长	中远散货运输有限公司
刘　屹	高工	大连远洋运输公司
刘世长	船长	日照海事局
孙　广	高工	辽宁海事局
安　彬	高级船长	大连远洋运输公司
邢　钺	高工	中远散货运输有限公司
吴　恒	教授、博导	大连海事大学
吴万千	副教授	青岛远洋船员学院
张仁平	教授	驻英大使馆海事处
张文浩	高工	中远散货运输有限公司
张均东	教授、博导	大连海事大学
张秋荣	教授	上海海事大学
李　录	高级轮机长	广州远洋船员管理公司
李志华	副教授	大连海事大学
李忠华	高工	珠海海事局

李恩洪	船长、高工	交通部海事局
李新江	副教授	大连海事大学
杜荣铭	教授	大连海事大学
杨君浩	轮机长	中海国际船舶管理有限公司上海分公司
沈　毅	工程师	辽宁海事局
邱文昌	教授	上海海事大学
邱铁卫	高级轮机长	大连远洋运输公司
邵哲平	教授、船长	集美大学
邹文生	高级轮机长	大连远洋运输公司
陈志强	高级轮机长	中远集装箱运输有限公司
陈建锋	高工、高级船长	中远散货运输有限公司
周邱克	高工、高级船长	中海客轮有限公司
房世珍	大副	青岛远洋对外劳务合作有限公司
易金华	指导船长、高级船长	中海国际船舶管理有限公司广州分公司
林长川	教授	集美大学
金　松	教授级高工	中国船级社大连分社
金义松	船长、高工	中海国际船舶管理有限公司
姚　杰	教授	大连水产学院
姜　勇	教授级高工	山东海事局
洪碧光	教授、船长	大连海事大学
赵经文	高工、轮机长	大连远洋运输公司
赵晓玲	副教授	青岛远洋船员学院
赵爱屯	高级船长	中海国际船舶管理有限公司大连分公司
夏国忠	教授	大连海事大学
徐　波	高工	中远集装箱运输有限公司
敖金山	高级船长	枫叶海运有限公司
殷传安	高级轮机长	中海国际船舶管理有限公司大连分公司
郭子瑞	教授	辽宁海事局
郭文生	高级船长	广州远洋船员管理公司
顾剑文	高工	大连国际船员培训中心
崔保东	船长	青岛远洋对外劳务合作有限公司
黄党和	轮机长	中国海事服务中心
蔡振雄	教授	集美大学
魏茂苏	轮机长	青岛远洋对外劳务合作有限公司

编者的话

航海气象学与海洋学是航海技术专业开设的一门专业课，是根据新修订的教学计划和大纲编写的。它是研究大气、海洋的运动变化规律以及海－气相互作用对航海活动的影响，其目的就是“趋利避害”，充分利用有利的天气海洋条件，尽可能避离恶劣的天气和海况，以达到安全、经济航行的目的 随着气象学和海洋学的发展，新的天气和海况实践不断揭示，新的大气和海洋运动规律不断发现，天气分析和预报方法不断更新，船舶获取的天气信息和预报产品越来越多，本书必须进行修编，才能适应航海技术发展的要求。

在这次修编《航海气象学与海洋学》过程中，将全书内容整编为七章。第一章包括气温、气压、湿度、风、云、雾和天气现象等气象要素的特征、时空分布及其变化规律，大气运动的基本特征及其规律和船舶水文气象观测；第二章介绍了海流、海浪、海冰等特征及其变化规律；第三章介绍了气团、锋、温带气旋、冷高压、副热带高压、热带气旋等天气系统的天气特征和演变规律；第四章介绍了天气图的基本知识；第五章介绍了船舶气象信息的获取途径、分析及其应用；第六章介绍了船舶气象导航的概念、安全性、经济效益、法律作用，气象导航制作方法及其使用程序；第七章主要概述了世界各大洋的气候特征。

本书吸收了1999年5月大连海事大学出版社出版的由陈家辉主编的《航海气象学与海洋学》教材的主要精华，在此基础上进行了大的调整、精简、充实和更新。剔除了一些陈旧的内容，纠正了一些历史上长期遗留下来的错误，采纳了天气和海况方面最新的研究成果。本书注重基本概念、演变规律、重要特征和方法的讨论、理解及应用，加强理论联系实际，着力培养学生分析问题和解决实际问题的能力。

本书由大连海事大学航海学院张永宁主编、李志华副主编，由刘大刚主审。全书由张永宁、李志华统稿 王辉编写第一章第一节至第六节，陈利雄编写第一章第七节至第九节，高超编写第一章第十节，冷梅编写第二章，张永宁编写第三章、第四章和第七章，李志华编写绪论、第五章和第六章

在本书编写过程中，一些兄弟院校、海洋气象部门和港航部门的专家们对本书的编写工作十分关心，与编者进行过多次有益的讨论，并提供许多最新信息和宝贵的参考资料，对本书的顺利出版帮助很大，其中特别应当提到的有：海军大连舰艇学院石爱国，交通部海事局船员处李恩宏，上海海事大学张秋荣，集美大学航海学院邵哲平，中海客轮有限公司周邱克，大连水产学院姚杰，大连远洋运输公司赵经文，辽宁海事局郭子瑞，大连海事大学航海学院夏国忠，青岛远洋船员学院黄磊。此外，气象实验室高超和航海气象课外兴趣小组的同学们接收了许多可供选择的气象传真图，白春江同志为本书绘制了许多精美插图，航海教研室全体同事对本书的出版也给予了多方面的积极支持与协助。

在此，我们谨向以上各位专家、同事、同学以及所有关心、帮助本书出版的人们表示诚挚的感谢和敬意。

对于本书中的错误、不当或不足之处，热诚欢迎读者批评指正。

编 者

2007年12月

目 录

绪 论

气象学是研究发生在大气中的各物理现象和物理过程及其变化规律的科学。气象学的研究对象主要是覆盖地球的大气层,它是人类赖以生存的自然环境,与人类的活动和生息关系极为密切。同时,人类在生产和生活过程中,也在不断地影响着自然环境,因而对大气产生重要影响。正确认识大气活动的规律,不断提高天气和气候变化预测能力,为防灾减灾服务,是本学科的主要任务。随着科学技术和生产的迅速发展,气象学在国民经济和社会生产中的巨大作用日益显著,涉及领域也越发宽广,人们根据对气象学的不同需求,已分门别类地形成了许多各自独立的应用气象学:如工业气象学、农业气象学、林业气象学、军事气象学、医疗气象学、航空气象学和航海气象学等。

海上的一切活动都离不开大气和海洋,因此,航行在海洋上的船舶,必然要受到天气和海洋条件的影响和制约。特别是恶劣的天气系统,如台风(飓风)、温带气旋、寒潮冷高压、浓雾和强对流性天气等,常常造成大范围的恶劣天气和海况,从而导致船损、货损,甚至发生严重海难事故,危及海上的船舶安全。因为,海上活动的成功与否,很大程度上取决于海洋环境条件。所以,天气和海洋是海上工作人员唯一无法加以控制却具有决定意义的因素。

航海气象学与海洋学是研究大气和海洋的运动变化规律及其与航海活动之间相互关系的实用性科学,它是将气象学与海洋学应用于航海实践之中,是介于气象学、海洋学和航海学之间的边缘学科。它的产生和发展一开始就与避免或防止海难联系在一起,其发展经历了一个漫长的实践过程。远在独木舟航海时代,人类就注意到气象条件对出航时间和航行海域的影响。帆船时代,人们已能利用风作为海上航行的动力。15 世纪末,航海者们掌握了信风的规律,商船就利用这种稳定风向和风速的信风进行海上贸易,故称贸易风。17 世纪,气压计在海上的应用使人们能够根据气压的变化来预测风暴的来临。1805 年,英国人蒲福根据风对地面和海面物体影响程度,拟定出风力等级表(蒲福风级表)。人们在海上实践中,发现了很多大自然的奥秘,也从中找出了许多有规律性的自然现象。随着科学的发展以及人民对自然界认识的提高,大气环流理论的产生,科学地划分了全球气压带和风带的分布,同时根据大气环流的理论得出了大洋洋流的环流模式。气象学和海洋学理论的发展推动了航海技术的进步。

19 世纪初期,人们根据航海实践中积累的气候、海洋资料,编制了用于指导大洋航行的各种航海气候图书。1938 年美国天气局出版了全球范围的《海洋气候图集》。同时,天气图和无线电报问世,大量的气象海洋信息资料和观测仪器在航海中得到了应用,并成为航线设计和制定航行计划的主要依据。随着航海事业的发展和气象、海洋理论研究的不断完善,航海者据此设计出适用于不同季节航行的气候航线(又称习惯航线),用来指导海上船舶的航行,促进了航海技术的迅速发展。

20 世纪 50 年代,海上气象观测、气象信息传输、海洋天气预报等,都有了飞跃的发展,气象传真图和卫星云图在航海上得到了广泛的应用,使得天气和海洋信息资料更加详尽完善,习惯的季节性气候航线已满足不了现代化航海的需求,一门新兴的现代航海技术——海洋船舶气象导航诞生了。气象导航是气象学与海洋学在航海上的重要应用,也是航海气象学与海洋

学的重要发展。气象导航是根据较准确的短、中期及有效的长期天气和海洋预报，结合船舶性能、装载特点等，为横渡大洋的船舶选择的最佳天气航线。航行中气象导航公司跟踪被导船舶，利用不断更新的天气和海况资料修正航线，指导船舶安全、经济航行的现代航海技术。其安全性和经济效益已被大量的实践证实，目前，已被全球航运界广泛采用。

现代航海气象学与海洋学研究的主要课题是在天气和海洋条件下，如何保障海上船舶安全经济航行。在海上，影响船舶航行安全的海洋环境因素很多，其中风和浪是重要因素之一，狂风巨浪会引起船舶横摇、纵摇和垂荡运动。当船舶的横摇周期与波浪周期接近时，会使船舶的横摇振幅骤增，产生谐摇，严重时可导致船舶的倾覆。剧烈的纵摇和垂荡会使船舶产生一系列的如拍底、甲板上浪、失速、尾淹、推进器空转和稳性下降等危险现象，极大地危及船舶安全。海雾是造成海上船舶触礁、碰撞、搁浅等事故的主要因素，尽管现代化的船舶上配有良好的助航仪器和导航设备，但雾中发生的海事仍很多。据资料统计，在多雾的海域，船舶因能见度不良而发生的海事约占60% ~70%之多。海流影响船舶航速又影响航迹，使船舶偏离航线危及航行安全，正确利用海流能使船舶增加航速，节省燃料，获取较大的经济效益。海冰和冰山是高纬海区航行的巨大威胁，历史上曾经发生许多次冰海沉船的海难事件。1912年英国豪华客轮"泰坦尼克"号就因在北大西洋撞冰山而沉没，导致船上千余人丧生。因此，可以说"天气不是我们的朋友，就是我们的敌人"。上述影响船舶航行的海洋环境因素，是船舶选择确定航线和制定航行计划的重要依据。一个优秀的航海者必须懂得如何避离不利天气和海况，充分利用有利的天气和海洋条件，以达到安全、经济航行之目的。在现代航海中，航海气象学和海洋学已日益显现出其重要价值和地位，也是航海院校海洋船舶驾驶专业学生必修的主干课程。根据国际STCW78/95公约和中华人民共和国海事局要求，对于海上船舶处理和应对恶劣天气及海况的能力，已经成为衡量一名优秀船舶驾驶人员业务水平的重要标准之一。

本课程的宗旨是通过学习使学生掌握必备的海洋气象学基本理论知识，海洋气象观测方法、海洋气象资料的获取途径及其气象传真图分析与预报产品的应用技能，进一步拓宽学生对大气和海洋的了解和认知，掌握大气和海洋活动演变的基本规律。培养学生识别、分析和判断海上天气的能力，使之在海上的实践中充分做到趋利避害，保障海上生产安全。同时坚定学生热爱海洋，热爱专业的信心，增强保护大气和海洋环境的意识。



第一章　气象学基础知识

气象学是研究发生在大气中的各种天气、气候现象及其演变规律与预报、预测理论和方法的学科。随着科学技术的迅速发展，气象学在国民经济和社会生产中的巨大作用日益显著，其涉及领域也越发宽广。大气过程既可带来阳光雨露造福人类，也可造成酷暑严寒，带来旱涝风雹等灾害，直接影响人类的生产、生活和生命安全。人类在生产和生活过程中，也不断地影响着自然环境，进而也对大气产生重要影响。

气温、气压、风、湿度、云、雾、能见度等，都是表征大气状态的物理量或物理现象，统称为气象要素。天气是一定区域在较短时间内各种气象要素的综合表现。气候则是某一区域30年及以上天气状况的平均值及其极值。可以说，天气表示大气的瞬时状态，而气候则表示大气长时间统计的平均结果。因此，要了解天气变化和气候规律，必须先研究气象要素。本章涉及的气象学基础知识包括：(1)大气的特性和状态；(2)气象要素的特征、时空分布及其变化规律；(3)大气运动的基本特征及其规律；(4)船舶水文气象观测。

第一节　大气概况

包围地球表面的整个空气称为大气层，简称大气(atmosphere)。在大气中存在着各种物理过程(如增热、冷却、凝结、蒸发等)和各种物理现象(如风、云、雾、雨等)，它们都与大气本身的性质密切相关。因此本节主要介绍大气的成分、密度、结构和物理性质。

一、大气成分(atmospheric composition)

大气是由多种混合气体、水汽及浮悬其中的液态和固态杂质组成的。通常将大气中除水汽和杂质以外的混合气体称为干洁空气或干空气(dry air)。干空气中氮(78.09%)、氧(20.95%)和氩(0.93%)三者合占大气总体积的99.97%，二氧化碳占0.03%，其他气体(氢、氖、氦、氪、氙、氡、臭氧等)含量甚微。在90 km高度以下，除二氧化碳、臭氧等易变气体外，干洁空气主要成分含量的比例基本上保持不变，可以把干洁空气当成分子量为28.97的“单一成分”来处理。空气在自然界的温度和压力下呈气体状态，而且在标准条件(气压1 013.25 hPa，温度0 ℃)下，空气密度约为1.293 kg/m^3，大气的总质量为5.3×10^{18} kg。大气是可压缩气体，大气密度随高度增加而迅速减少。观测表明，10 km以内集中了75%的大气质量，35 km以下则集中了99%的大气质量。

在大气成分中，氮气和氧气成分对大气温度的变化影响不大，而含量稀少的二氧化碳、臭氧和水汽是影响大气温度分布及其天气、气候变化的主要成分。

大气中的二氧化碳(carbon dioxide)、甲烷、一氧化二氮等都是温室气体，它们对太阳短波辐射吸收甚少，对地面和大气长波辐射强烈吸收，同时又向周围空气和地面放射长波辐射，对地面和大气的温度分布有重要影响，类似温室效应，直接影响气候变迁。观测证明，由于人类活动，近数十年来这些温室气体的含量都有与年俱增的趋势，从而导致气候变暖。在大气中二氧化碳平均含量约为0.03%，若达到0.2%～0.6%，会对人体有害。二氧化碳的含量城市多

于农村，夏季多于冬季，室内多于室外。

大气中的臭氧主要是由于在太阳短波辐射下，通过光化学作用，氧分子分解为氧原子后再与另外的氧分子结合而形成。臭氧在大气中的分布是随高度、纬度等的不同而变化的，在近地面层臭氧含量很少，从 10 km 高度开始逐渐增加，在 20～40 km 高度处达最大值，再往上则逐渐减少，到 55 km 高度上含量极少。因此，通常把臭氧集中的 20～40 km 气层称为臭氧层（ozonosphere）。臭氧能强烈吸收太阳紫外线，使臭氧层增暖，影响大气温度的垂直分布，从而对地球大气环流和气候的形成起着重要的作用。同时，臭氧层是一个"保护层"，使人类和动物、植物免受太阳紫外线的伤害。观测表明，近年来大气平流层中的臭氧有减少的现象，尤以南极最为明显，出现"臭氧空洞"。据研究，臭氧减少或臭氧层的破坏与人为排放氟、氯烃等气体成分有关。

大气中的水汽（vapour）来自江、河、湖、海及潮湿物体表面的水分蒸发和植物的蒸腾，并借助空气的垂直交换向上输送。通常把含水汽的空气叫做湿空气（wet air），在同一气压和温度下，湿空气密度只有干空气的 62.2%。空气中的水汽含量占大气的 4%，具有明显的时空变化，一般夏季多于冬季，白天多于夜间，低纬多于高纬。在垂直方向上，空气中的水汽含量随高度的增加而迅速减少。观测表明，在 1.5～2 km 高度上，空气中水汽含量只有地面的一半；在 5 km 高度上，约为地面的 1/10；再向上水汽含量就更少。

大气中水汽含量虽不多，但它却是天气变化的一个重要因素。水汽具有固、气、液三态，是常温下发生相变的唯一大气成分，也是造成云、雨、雪、雾等现象的主要物质来源。水汽能强烈地吸收和放出长波辐射，并在相变过程中吸收和放出潜能，对大气运动的能量转换、地面和大气温度的变化都有重要的影响。

此外，大气中还悬浮着多种固体微粒和液体微粒，统称大气气溶胶粒子或杂质。这些杂质，在水汽相变过程中，成为水汽凝结的核心，对云、雨、雾的形成起重要作用。同时固体微粒能散射、漫射和吸收一部分太阳辐射，也能减少地面长波辐射的外逸，对地面和空气温度有一定影响，并会使大气的能见度变坏。液体微粒常聚集在一起，以云、雾等形式出现，不仅使能见度变坏，还能减弱太阳辐射和地面辐射，对天气气候有很大的影响。

大气污染（atmosphere pollution）是由于人类活动使局部甚至全球大气成分发生变化而危害人类和动植物的生存环境的事件。二氧化碳含量的逐年增加引起全球天气和气候的异常变化；二氧化硫在臭氧的作用下引起有害的酸雨；氮氧化物和碳氢化合物在太阳紫外线的照射下产生有毒的光化学烟雾。

二、大气垂直结构

大气的底界是地球表面，又称为下垫面，但其顶界是模糊的，地球大气和星际气体之间不存在一个截然的界面把它们分开，而是逐渐过渡的。为了实际上的应用，仍可将大气划定一个大致的上界。一种是根据大气中极光出现的最大高度，作为大气的物理上界，高度约为 1 000～1 200 km；另一种是以大气密度接近星际气体密度的高度作为大气上界的标准，按卫星探测资料，大气上界约在 2 000～3 000 km 高度处。

大气在垂直方向上的温度、成分、气流状况和电离现象等有显著差异，根据不同高度气层的特点，特别是气温的垂直分布，可从地面到大气上界将大气层分为五层（如图 1-1 所示），依次为对流层、平流层、中间层、热层和逸散层。

1. 对流层(troposphere)

大气的最低层称为对流层。对流层的下界为地面,上界随纬度和季节变化,平均厚度为 10～12 km。通常在高纬度为 6～8 km,中纬度 10～12 km,低纬度 17～18 km。夏季对流层的厚度比冬季高。对流层集中了大气质量的 80% 和全部水汽,大气中几乎所有的物理和化学过程都发生在该层。空气通过对流和湍流运动,高、低层的空气进行交换,使近地面的热量、水汽、杂质等易于向上输送,对云、雾、雨、雪等主要大气现象的形成有重要的作用。

对流层有三个主要特征:

(1)气温随高度增加而降低:在对流层中,气温随高度增加而降低,其量值因所在地区、高度和季节等因素而异。平均而言,高度每增加 100 m,气温则下降约 0.65 ℃,这称为气温直减率,也叫气温垂直梯度,通常以 γ 表示

$$\gamma = \frac{dt}{dZ} = 0.65\ ℃/100\ \mathrm{m} \tag{1-1}$$

(2)具有强烈的对流和湍流运动:由于地表面的不均匀加热,产生垂直对流运动和湍流运动。对流和湍流运动的强度主要随纬度和季节的变化而不同,一般低纬度较强,高纬度较弱,夏季较强,冬季较弱。

(3)气象要素水平分布不均匀:由于对流层受地表的影响最大,而地表面有海陆差异、地形起伏等,因此在对流层中,温度、湿度等的水平分布是不均匀的。

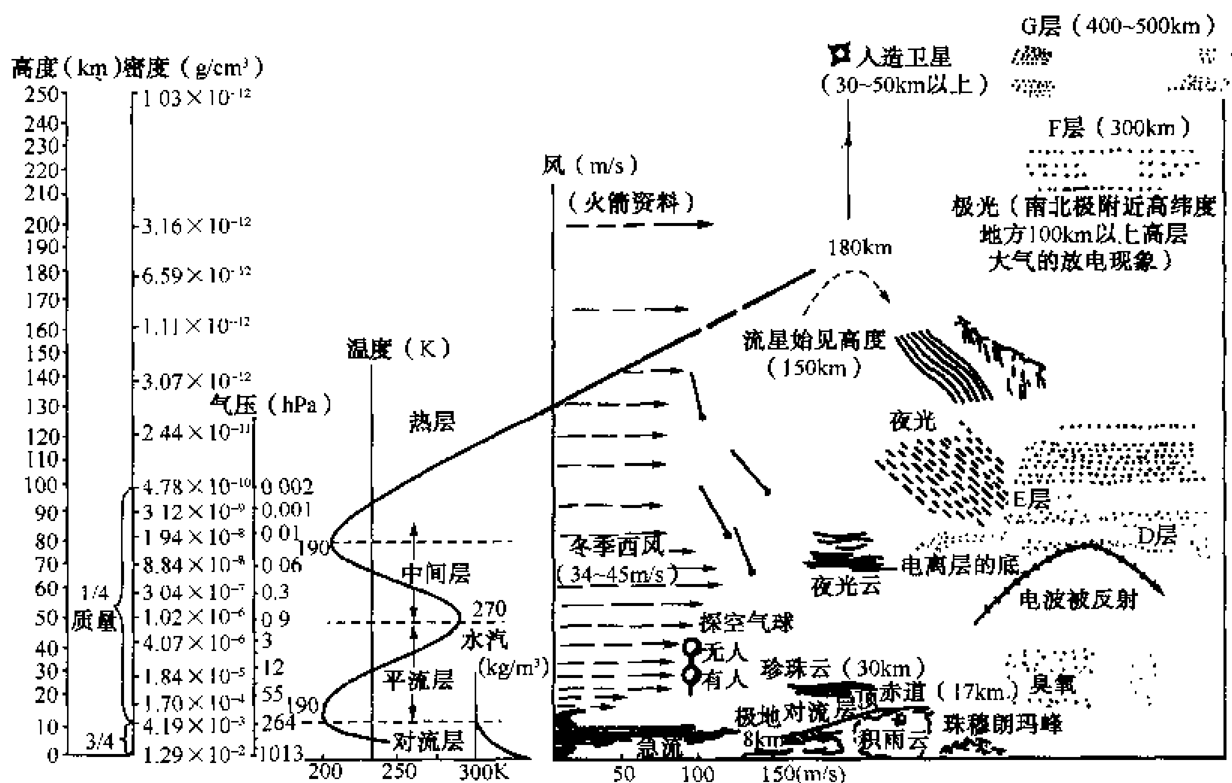


图 1-1 大气的垂直结构

根据大气运动的不同特征又可以将对流层分为摩擦层(friction layer)和自由大气(free atmosphere)。摩擦层(又称行星边界层)的范围一般从地面到 1～1.5 km 高度,其厚度夏季高于冬季,白天高于夜间,大风和扰动强烈的天气高于平稳天气。湍流输送是该层的基本运动特点,各种气象要素都有明显的日变化。在这一层中,水汽、杂质含量多,因而低云、雾、霾、浮尘

等出现频繁。摩擦层以上的大气层称为自由大气。在自由大气中,地球表面的摩擦作用可以忽略不计,大气运动规律显得比较简单和清晰。自由大气的基本运动形式是层流,气流多波状系统。

在对流层的最上层存在一个厚度为 1 ~2 km 的过渡层,称为对流层顶。在对流层顶,气温随高度的增加而降低缓慢,或者几乎不变,成为上下等温。

2. 平流层(stratosphere)

自对流层顶到大约 55 km 高度之间的气层称为平流层。该层中气流主要以水平运动为主,故得名平流层。平流层的特点包括:(1)空气的垂直运动比较弱,主要是水平运动;(2)水汽含量少;(3)气温随高度升高而递增(最初等温,到 20 ~40 km 气温突增,主要是臭氧吸收太阳紫外线所致);(4)气层稳定利于飞机飞行。

3. 中间层(mesosphere)

从平流层顶到 85 km 高空的气层称为中间层。在中间层几乎没有臭氧,来自太阳辐射的大量紫外线直接穿过这层大气,气温随高度的增加而下降得很快,到顶部气温已下降到 -83 ℃以下。由于下层气温比上层高,有利于空气的垂直对流运动,故又称之为高空对流层。中间层顶部尚有水汽存在,出现很薄且发光的"夜光云",称为极光。在夏季的夜晚,高纬度地区偶尔能见到这种绚丽多彩的极光现象。

4. 热层(thermosphere)

从中间层顶部到 800 km 的高空,称为热(暖)层,又叫电离层。热层中空气密度很小,在 700 km 厚的气层中,只含有大气总重量的 0.5%。热层里的气温很高,据人造卫星观测,在 300 km 高度上,气温高达 1 000 ℃以上。热层特点:(1)气温随高度迅速增加;(2)空气处于高度电离状态,又称电离层。

5. 逸散层(exosphere)

热层顶以上的大气统称为逸散层,又叫外层。它是大气的最高层,高度最高可达到 3 000 km。这一层气温随高度增加而升高,空气十分稀薄,受地球引力场的约束很弱,一些高速运动着的空气分子可以挣脱地球的引力和其他分子的阻力逃逸到宇宙空间中去。根据宇宙火箭探测资料表明,地球大气圈之外,还有一层极其稀薄的电离气体,其高度可伸延到 22 000 km 的高空,称之为地冕。地冕也就是地球大气向宇宙空间的过渡区域。

思考题

1. 何谓气象要素、天气和气候? 指出三者之间的区别与联系。
2. 简述大气成分中水汽、二氧化碳和臭氧的分布与作用。
3. 对流层具有哪些特征? 对流层厚度如何变化?

第二节 气 温

气温是大气重要的状态参数之一,也是日常天气预报的主要指标。由于温度与气压及风之间存在着相互制约的内在联系,温度的变化必然引起气压和风的变化,近而引起天气的变化。此外,气温的分布和变化还与大气稳定度以及云、雾、降水等天气现象密切相关。因此,掌握气温的变化规律,对天气分析和预报都具有重要作用。

一、气温的定义和温标

气温(air temperature)是用来表示空气冷热程度的物理量。空气的冷热程度,实质上是反映空气分子运动的平均动能。当空气获得热量时,其分子运动的平均速度增大,平均动能增加,气温升高。反之当空气失去热量时,其分子运动平均速度减小,平均动能减少,气温降低。

大气中的温度一般以百叶箱中干球温度为代表,温度的数值表示法称为温标。目前我国采用摄氏温标(℃)和绝对温标(K)。摄氏温标以气压为 1 013.25 hPa 时,纯水的冰点为0 ℃,沸点为 100 ℃。在理论研究上常用绝对温标,其零度值等于摄氏 -273.15 ℃,称为"绝对零度"。两种温标之间的换算关系为

$$T = t + 273 \tag{1-2}$$

式中,T 表示绝对温度,t 表示摄氏温度。

一些欧美国家使用华氏温标(℉)。华氏温标将纯水的冰点定为 32 ℉,沸点定为 212 ℉。华氏温标和摄氏温标之间的关系为

$$t = \frac{5}{9}(F - 32) \tag{1-3}$$

$$F = \frac{5}{9}t + 32 \tag{1-4}$$

二、太阳、地面和大气辐射

自然界中温度高于绝对零度的任何物体,都在时刻不停地以电磁波的形式向四周放射能量,同时也接收着周围射来的电磁波,这种传递能量的方式称为辐射。电磁波作为一种电场和磁场相互作用的交变波动,一般用频率、波长、波数和波速来描述。不同波长和频率的电磁波具有不同的物理性质,因此根据波长和频率来划分电磁波,并给以不同名称,称之为电磁波谱。电磁波的波段从波长短的一侧开始,依次叫做 r(伽玛)射线、x(艾克斯)射线、紫外线、可见光、红外线、无线电波(如图 1-2 所示)。研究表明:物体的温度越高,辐射能力越强,辐射波长越短;温度越低,辐射能力越弱,辐射波长越长。任何物体一方面因放射辐射消耗内能而使本身的温度降低,另一方面又因吸收其他物体放射的辐射能并转变为内能而使本身的温度增高。

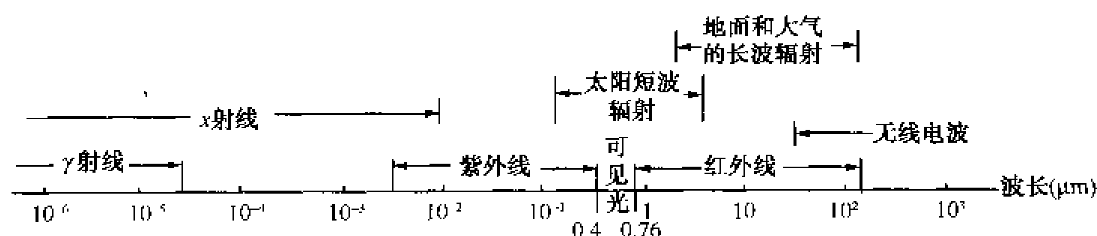


图 1-2 各种辐射的波长范围

1. 太阳、地面和大气辐射

太阳是一个巨大的火球,表面温度约 6 000 K,直径约 1.3 914 × 10⁶ km,约为地球直径的 104 倍,它离地球的平均距离为 1.459 × 10⁸ km。太阳辐射是地球表面和大气唯一的能量来源。太阳辐射通常以太阳常数、太阳光谱和太阳辐射到达地面后的吸收光谱来描述。所谓太阳常数是指不考虑大气,在平均日地距离处,垂直于太阳入射表面的单位面积上接收的太阳辐照度。太阳辐射的主要能量集中在波长 0.15 ~4 μm 范围内,气象上称为短波辐射(如图 1-2 所示)。

地面和大气的温度约为 300 K,比太阳表面温度低得多,辐射能量弱,主要是红外辐射。

根据近年来的观测资料发现，地球大气辐射能量的95%集中在4～120 μm的范围内，最大辐射所在的波长约为10 μm，气象上称为长波辐射（如图1-2所示）。

然而太阳辐射能很少直接被大气吸收，大部分穿过大气射向地面，被地面吸收之后再通过地面辐射等方式传给大气。地面和大气在获得辐射能的同时，本身又不断地放射出辐射而冷却。不同性质的物体对不同波长的辐射具有不同的吸收、反射和透射特性。例如，雪对短波辐射的反射率很大，但对长波辐射则几乎全部吸收；干空气对红外线几乎是透明的，而水汽却能强烈地吸收红外线。气象中几乎所有的重要天气现象都与辐射的传递过程有关。

2. 地气系统的热量收支

如图1-3所示，对全球平均情况而言，如果把从大气上界进入大气层的太阳辐射作为100个单位，其中地气系统反射和散射占30%，大气本身和漂浮在大气中的云层与粉尘等直接吸收占19%，直接被地球表面吸收51%。地球表面吸收这些辐射后，除一部分传入深层或存留在近地表的土壤和水层中外，地面放出长波辐射占21%，热传导占7%，水汽相变等过程释放能量占23%。由此可见，大气受热的主要直接能源是地球表面，它主要靠吸收地面放射的几乎全部长波辐射来维持其一定温度。

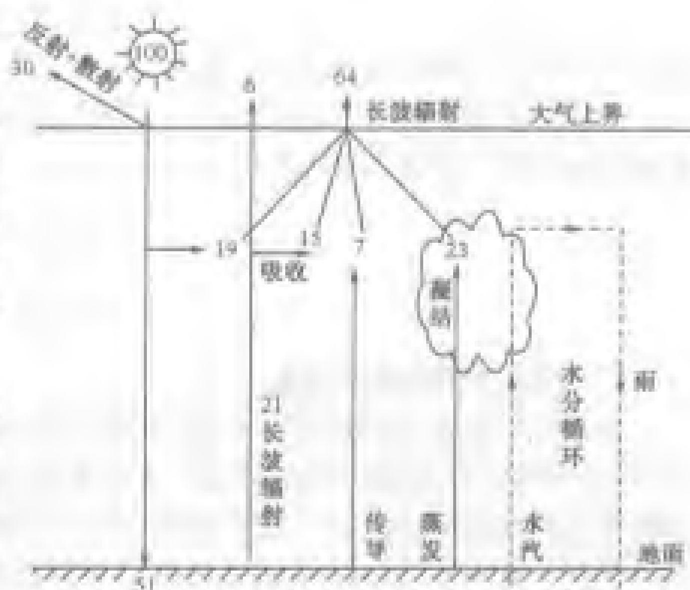


图1-3　地气系统的热量收支

3. 地气系统的辐射差额

地面和大气因辐射进行热量的交换，其能量的收支状况，是由短波和长波辐射收支作用的总和来决定的。通常把物体收入辐射能与支出辐射能的差值称为净辐射或辐射差额，即辐射差额＝收入辐射－支出辐射。

在没有其他方式进行热交换时，辐射差额决定物体的升温或降温。辐射差额不为零，表明物体收支的辐射能不平衡，会有升温或降温产生。辐射差额为零时，物体的温度保持不变。

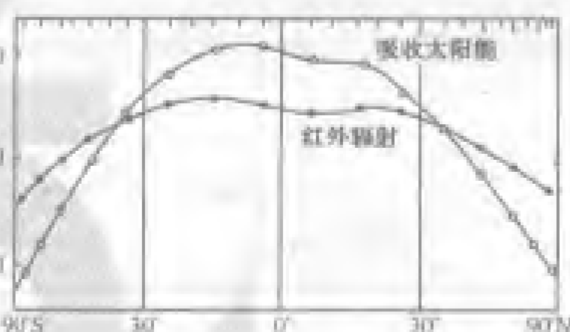


图1-4　地一气系统各纬度辐射收支

图1-4描绘了全球各纬度辐射收支情况。由图可以看出，无论南、北半球，地一气系统的辐射差额在纬度35°处是一转折点。在35°以下的低纬赤道地区辐射差额是正值，35°以上的高纬极地地区是负值。多年的观测事实表明，高纬及低纬地区的平均温度变化甚微，基本保持恒定。这说明必定有另外一些过程进行高低纬地区之间的热量交换，这种热量的交换正是由大气的经向输送和海水的冷暖流交换来完成的。

三、空气增热和冷却方式

空气的增热和冷却主要是非绝热过程引起的，受下垫面的影响很大。下垫面是泛指不同性质的地球表面。下垫面与空气之间的热量交换途径有以下几种：

(1)热传导(conduction):空气与地面之间,空气团与空气团之间,当有温度差异时,就会通过分子热传导方式交换热量。但是地面和大气都是不良的热导体,所以通过这种方式交换的热量很少。只有在贴近地面几厘米以内,空气密度大,单位距离内的温度差异也较大,热传导交换较为明显。

(2)辐射(radiation):辐射是地气系统热量交换的主要方式。大气主要依靠吸收地面的长波辐射而增热,同时,地面也吸收大气放出的长波辐射,这样它们之间就通过长波辐射的方式不停地交换着热量,如白天辐射增温,夜间辐射冷却。空气团之间,也可以通过长波辐射而交换热量。

(3)对流(convection):对流是对流层中热量交换的重要方式。对流又分热力对流和动力对流。由于空气受热不均引起有规则的热湿空气上升、干冷空气下沉,称为热力对流。由于动力作用造成空气的升降运动称为动力对流,如空气遇山爬升等。通过对流,上下层空气互相混合,热量得以交换,使低层的热量传递到高层。

(4)水相变化:在大气常温状态下,水有液态、气态和固态之间的变化,当水在蒸发(或冰在升华)时要吸收热量;相反,水汽在凝结(或凝华)时,又会放出潜热。例如,从地面蒸发的水汽,在空中发生凝结时,就把地面的热量传给了空气。因此,通过蒸发(升华)和凝结(凝华),促使地面和大气之间、空气团与空气团之间发生潜热交换。由于大气中的水汽主要集中在5 km以下的气层中,所以这种热量交换主要发生在对流层中下层。

(5)湍流(turbulence):空气的不规则运动称为湍流。湍流是在空气层相互之间发生摩擦或空气流过不同性质的下垫面时产生的。有湍流时,相邻空气团之间发生混合,热量也就得到了交换。湍流是摩擦层中热能、动量和水汽交换的主要方式。

(6)平流(advection):平流是指某种物理量的水平输送,它是大气中异地之间热量传输最重要的方式,对局地温度变化影响很大。平流过程范围大,持续时间长。如南风送暖,北风送寒,属于温度平流;东风送湿、西风送干,属于湿度平流。

四、气温随时间的变化

地表从太阳辐射得到大量热量,同时又以长波辐射、感热和潜热的形式将部分热量传输给大气,从而失去热量。从长时间平均看,热量得失总和应该平衡,因此地面的平均温度维持不变。但在某一段时间内,可能得多于失,地面有热量累积而升温。反之,当失多于得时,地面降温。在这种热量收支平衡过程中,太阳辐射处于主导地位,因此随着日夜、冬夏的交替,地面温度会出现日变化和年变化,且变化的幅度与纬度、天气及地表性质等因子有关。

1.气温的日变化

气温主要受地表面增热与冷却作用而发生变化。例如白天当地表面吸收了太阳辐射而逐渐增热,通过辐射、分子运动、湍流及对流运动和潜热输送等方式将热量传递给大气,使气温随之升高;夜间地表面因放射长波辐射而冷却,使气温随之降低。因此,一日内气温昼高夜低,有一个最高值和最低值。最低气温出现在日出前,日出后气温逐渐上升,陆地上夏季14~15时、冬季13~14时达到最高值,以后逐渐下降直到日出前为止。海洋上气温日变化很小,最高值比陆地滞后1~2 h。

通常,一天中气温的最高值与最低值之差称为气温日较差,其大小反映气温日变化的程度。气温日较差一般与纬度、季节、海拔高度、下垫面性质和天气状况等有关。在其他条件相同的情况下,气温日较差随纬度的增加而减小。热带地区的平均日较差约为12 ℃,温带约为

8～9 ℃，极圈内为3～4 ℃。日较差夏季大于冬季，中纬度地区日较差最大值出现在初夏，最小值出现在冬季。低海拔日较差大，高海拔日较差小。例如，盆地和谷地由于坡度及空气很少流动之故，白天增热与夜间冷却都较大，日较差大。而小山峰等凸出地形区，地表面对气温影响不大，日较差小。气温日变化的极值出现时间随离地面的高度增大而后延，振幅随离地高度的增大而减小。由于海陆热力差异和地表性质的不同，陆地日较差大，海洋日较差小，沙漠日较差比潮湿地区的大。晴天的气温日较差比阴天大。

由此可见，在任何地点，每一天的气温日变化，既有一定的规律性，又不是前一天气温日变化的简单重复，而是要考虑上述诸因素的综合影响。

2. 气温的年变化

气温的年变化表现在一年中月平均气温有一个最高值和一个最低值。由于地面储存热量的原因，使气温最高和最低值出现的时间，不是在太阳辐射最强和最弱的一天（北半球夏至和冬至），也不是在太阳辐射最强和最弱一天所在的月份（北半球6月和12月），而是比这一时段要滞后1～2个月。通常，北半球中、高纬度陆地的气温以7月为最高，1月为最低。海洋上的气温以8月为最高，2月为最低。

一年中月平均气温的最高值与最低值之差，称为气温年较差。气温年较差的大小与纬度、下垫面性质和海拔高度等因素有关。赤道附近，昼夜长短几乎相等，最热月和最冷月热量收支相差不大，气温年较差小；高纬度地区气温年较差可达40～50 ℃。同时，气温年较差在海拔高度低处大于高处。

如以同一纬度的海陆相比，大陆冬夏两季热量收支的差值比海洋大，所以陆上气温年较差比海洋大得多。在一般情况下，温带海洋上年较差为11 ℃，大陆上年较差可达到20～60 ℃。特别指出，随着纬度的增高，气温日较差减小而年较差却增大。这主要是由于高纬度地区，太阳辐射强度的日变化比低纬度地区小，即纬度高的地区，在一天内太阳高度角的变化比纬度低的地区小，而太阳辐射的年变化在高纬地区比低纬地区大的缘故。

3. 气温的非周期性变化

气温的变化时刻受着大气运动的影响，所以有些时候，气温的实际变化并不像上述周期性日年变化那样简单，而表现出明显的非周期性变化。例如，3月以后，我国江南正是春暖花开的时节，却常常因为冷空气的活动而有突然转冷的现象；秋季，正是秋高气爽的时候，往往也会因为暖空气的来临而突然回暖。

由此可见，某地气温除了由于太阳辐射的变化而引起的周期性变化外，还有因大气的运动而引起的非周期性变化。实际气温的变化，就是这两个方面共同作用的结果。如果前者的作用大，则气温呈周期性变化；相反，就呈非周期性变化。但从总的趋势和大多数情况来看，气温日变化和年变化的周期性还是主要的。

五、气温的空间分布

1. 气温的水平分布

影响气温水平分布的主要因素有纬度、海陆分布和高度。但是，在绘制等温线图时，常把温度值订正到同一高度即海平面上，以便消除高度的因素，从而把纬度、海陆分布及其他因素更明显地表现出来。

在一年内的不同季节，气温分布是不同的。通常以1月代表北半球的冬季和南半球的夏季，7月代表北半球的夏季和南半球的冬季。图1-5和图1-6分别表示1月和7月海平面平均

气温分布的特征。

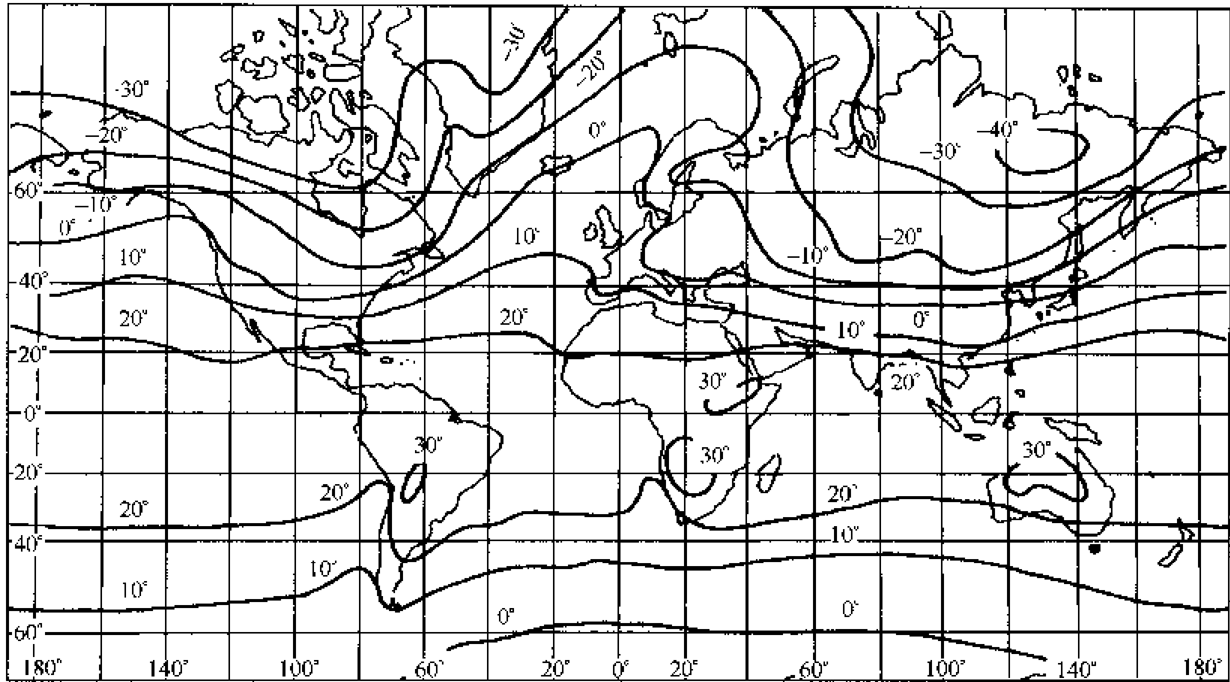


图 1-5　1 月海平面平均气温

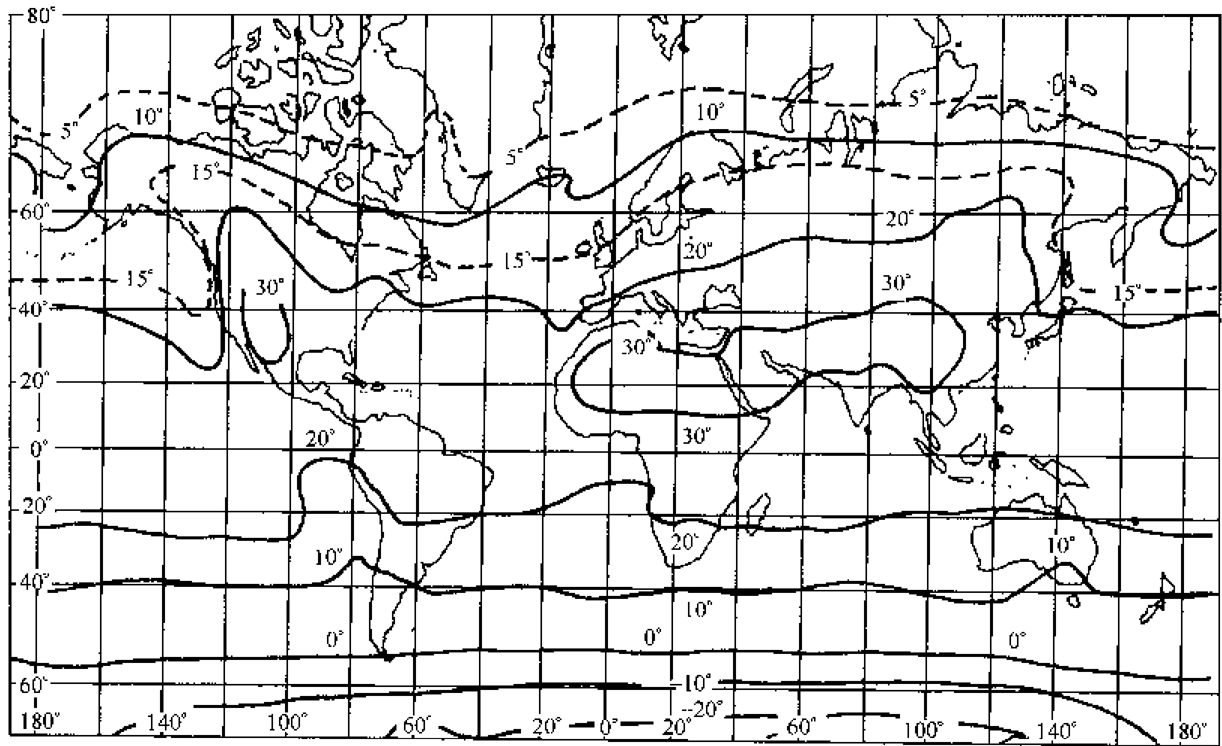


图 1-6　7 月海平面平均气温

（1）气温的水平分布是随着纬度增加而逐渐降低。在北半球，等温线 7 月比 1 月稀疏，即 1 月北半球南北温度差大于 7 月。这是因为 1 月太阳直射点位于南半球，北半球高纬度地区正午太阳高度较低，白昼较短；而北半球低纬地区，正午太阳高度较高，白昼较长，因此 1 月北半球南北温差较大。7 月太阳直射点位于北半球，高纬地区有较低的正午太阳高度和较长的

白昼，低纬地区有较高的正午太阳高度和较短的白昼，以致7月北半球南北温差较小。

(2)冬季北半球的等温线在大陆上大致凸向赤道，在海洋上大致凸向极地，而夏季相反。这是因为在同一纬度上，冬季大陆温度比海洋温度低，夏季大陆温度比海洋温度高的缘故。南半球因陆地面积较小，海洋面积较大，因此等温线较平直，在有陆地的地方，等温线也发生与北半球相类似的弯曲情况。

(3)北半球冬季大洋西部从低纬向东北方向伸出一个暖舌直达大洋东部中高纬海域。因为在北半球大洋西部存在强大暖流(黑潮、湾流)所致。

(4)热赤道(最高温度带)并不位于地理赤道上，而冬季它在5°N～10°N处，夏季移到20°N左右，平均在10°N左右。热赤道的位置从冬季到夏季有向北移的现象，因为这个时期太阳直射点的位置北移，同时北半球有广大的陆地，使气温强烈受热的缘故。

(5)南半球不论冬夏，最低温度都出现在南极。北半球仅夏季最低温度出现在极地附近，而冬季最冷地区出现在西伯利亚和格陵兰地区。根据现有记录，北半球绝对最低气温出现在东西伯利亚的维尔霍扬斯克和奥伊米亚康，分别为－69.8 ℃和－73 ℃，1962年在南极记录到新的世界最低气温为－90 ℃。世界绝对最高气温出现在索马里境内，为63 ℃。

2. 气温的垂直分布

在对流层中，总的情况是气温随高度而降低，这首先是因为对流层中空气的增温主要依靠吸收地面的长波辐射，因此离地面越近获得地面长波辐射越多，气温越高；离地面越远，气温越低。其次，越接近地面空气密度越大，水汽和杂质越多，因而吸收地面辐射的效能越大，气温越高。越向上空气密度越小，能够吸收地面辐射的物质——水汽、微尘越少，因此气温越低。整个对流层的气温直减率平均为0.65 ℃/100 m。实际上，在对流层内各高度的气温垂直变化是因时因地而不同的。

思考题

1. 何谓温标？写出摄氏和华氏温标之间的换算关系。
2. 什么叫短波辐射和长波辐射？
3. 空气增热和冷却的主要方式有哪些？
4. 什么叫气温日较差？气温日较差与哪些因素有关？
5. 什么叫气温年较差？气温年较差与哪些因素有关？

第三节　气　压

一、气压概述

1. 气压与天气

气压与天气之间有着密切的关系。当气压明显降低时，天气变坏，可能出现阴雨、大风和低能见度等天气；当气压明显升高时，天气转好，伴随晴空少云或无云的天气。因此，气压表又称为"晴雨表"。

2. 气压的定义和单位

气压是指单位截面积上空气柱的重量，称大气压强，简称气压。在标准情况下(即气温为0 ℃、纬度为45°的海平面上)，760 mm水银柱高的大气压称一个标准大气压，相当于1 013.25

百帕(Hectopascal)。气压使用的单位有百帕(hPa)、毫巴(mb)和毫米汞柱高(mmHg)。它们之间的关系为:

1 hPa = 1 mb　　1 hPa = 3/4 mmHg　　1 mmHg = 4/3 hPa

二、气压的变化

1. 影响气压变化的因素

某地气压的变化就是其上空大气柱中空气质量的增多或减少。影响空气质量的增多或减少有两类因素:热力因素和动力因素。

热力因素:温度高,空气受热膨胀,空气密度变小,空气发生辐散现象,气压下降;温度低,空气冷却收缩,空气密度变大,空气发生辐合现象,气压升高。

动力因素包括水平气流的辐合和辐散、空气密度变化和空气的垂直运动。气流水平辐合时,产生空气堆积,导致气压上升;气流水平辐散时,产生空气扩散,导致气压下降。移来的气团密度大,空气质量增多,气压上升(如冷空气南下);移来的气团密度小,空气质量减少,气压下降(如暖空气北上)。当空气有垂直运动而气柱内质量没有外流时,气柱中总质量没有改变,地面气压不会发生变化。但气柱中空气质量的上下传输,可造成气柱中某一层次空气质量改变,从而引起气压变化。图 1-7 中位于 A、B、C 三地上空某一高度上 a、b、c 三点的气压,在空气没有垂直运动时,空气质量不变,则 a 不变;在空气有下沉运动时,上层空气质量减少,c 变小;在空气有上升运动时,上层空气质量增多,b 变大。

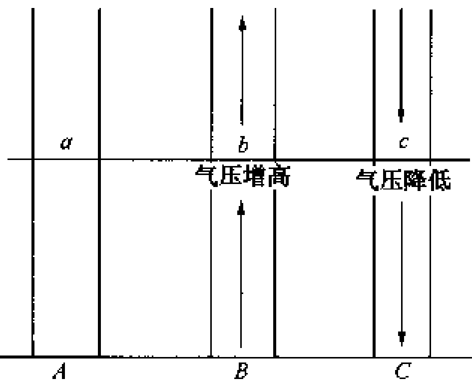


图 1-7　空气垂直运动和气压变化关系

大气中气压变化并不由单一情况决定,而往往是几种情况综合作用的结果,而且这些情况之间又是相互联系、相互制约、相互补偿的。如图 1-8 所示,上层有水平气流辐合、下层有水平气流辐散的区域必然会有空气从上层向下层补偿,从而出现空气的下沉运动。反之,则会出现空气上升运动。同理,在出现空气垂直运动的区域也会在上层和下层出现水平气流的辐合和辐散。

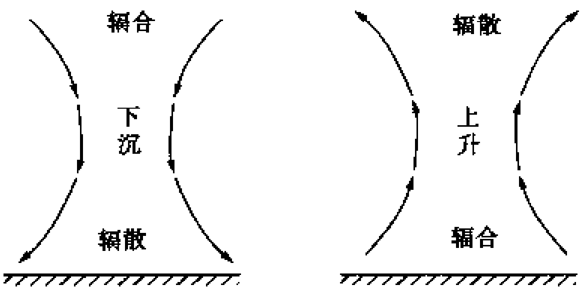


图 1-8　水平气流辐合、辐散与垂直运动的关系

2. 气压随高度的变化

某地的气压值,等于该地单位面积上大气柱的重量。高度越高,压在其上的空气柱越短,气压也就越低。因此,气压总是随高度的增加而降低。气压随高度降低的速度与空气密度有关,密度大的地方,气压随高度降低得快,密度小的地方则降低得慢。气压与高度的对应关系如下表 1-1。

表 1-1　气压与高度的对应关系

高度(km)	0	1.5	3	5.5	9	12	16	20.5	24	31	36	48
气压(hPa)	1 000	850	700	500	300	200	100	50	30	10	5	1

通常,用静力方程和压高方程来确定空气密度大小与气压随高度变化的定量关系。

(1)大气静力方程(atmos. equ. of static equilibrium)

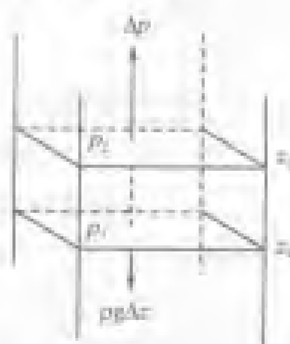


图 1-9 空气静力平衡

假设大气相对于地面处于静止状态,则某一点的气压值等于该点单位面积上所承受垂直气柱的重量。如图 1-9 所示,在大气柱中截取面积为 1 cm^2,厚度为 Δz 的薄气柱。设高度 z_1 处的气压为 p_1,高度 z_2 处的气压为 p_2,空气密度为 ρ,重力加速度为 g。在静力平衡条件下,z_1 面上的气压 p_1 和 z_2 面上的气压 p_2 间的气压差应等于这两个高度面间的空气柱重量,即

$$p_2 - p_1 = -\Delta p = \rho g \Delta z \tag{1-5}$$

式中,负号表示随高度增高,气压降低。若 Δz 趋于无限小,则上式可写成

$$-\mathrm{d}p = \rho g \mathrm{d}z \quad 或 \quad \frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}z} = -\rho g \tag{1-6}$$

上式是气象学中的大气静力学方程。方程说明,气压随高度递减的快慢取决于空气密度(ρ)和重力加速度(g)。重力加速度(g)随高度的变化量一般很小,因而气压随高度递减的快慢主要取决于空气的密度。气层密度大,气压随高度递减快;反之则递减慢。

(2)单位气压高度差

船舶实际工作中经常引用单位气压高度差(h),它表示在垂直气柱中气压每改变一个单位所对应的高度变化值。显然单位气压高度差是垂直气压梯度的倒数,即

$$h = -\frac{\mathrm{d}z}{\mathrm{d}p} = \frac{1}{\rho g} \tag{1-7}$$

利用大气状态方程,将气体常数 $R_d = 287\ \mathrm{m^2/s^2}$]、重力加速度 $g = 9.8\ \mathrm{m/s^2}$ 代入,并将 T 换成摄氏温标 t,则得

$$h \approx \frac{8\,000}{p}(1 + t/273) \tag{1-8}$$

表 1-2 是根据(1-8)式计算出的不同气温和气压下的 h 值。

表 1-2 不同气压、气温条件下的单位气压高度差 h(m/hPa)

气压(hPa)	温度(℃)				
	−40	−20	0	20	40
1 000	6.7	7.4	8.0	8.6	9.3
500	13.4	14.7	16.0	17.3	18.6
100	67.2	73.6	80.0	86.4	92.8

从表 1-2 中可以看出:①在同一气压下,气柱的温度越高,密度越小,单位气压高度差越大;反之,气柱温度越低,单位气压高度差越小。②在同一气温下,气压值越大的地方,空气密度越大,单位气压高度差越小;反之,气压值越低的地方,单位气压高度差越大。在垂直方向上,随着高度的升高单位气压高度差迅速增大。

3. 气压随时间的变化

任何地方的气压都在随着时间的不同而改变。气压的这种变化既包含气压的周期性变化,也包含气压的非周期性变化。所谓气压的周期性变化,是指气压随时间的改变而呈现规律

性波动。如图 1-10 所示，在一昼夜之内，气压的最高值出现在上午 9 ~ 10 点，之后气压开始下降，到下午 15 ~ 16 点时出现最低值。以后气压又开始缓慢上升，到 21 ~ 22 点出现次高值，次日凌晨 3 ~ 4 点则出现次低值。气压日变化幅度低纬大于高纬，最高和最低气压与气温的变化有关。

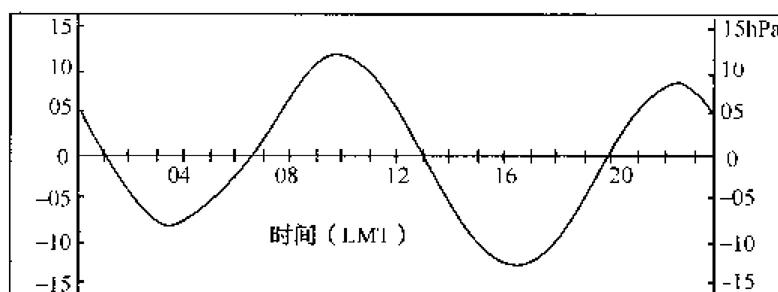


图 1-10　气压日变化

气压在一年之内的周期性变化称为气压年变化。气压年变化受气温的年变化影响很大，也与纬度、海陆性质、海拔高度等地理因素有关。气压的年变化以中纬度地区最为明显，概括为以下 3 种类型。(1) 大陆型：一年中气压最高值出现在冬季，最低值出现在夏季，气压年变化值很大，并由低纬向高纬逐渐增大（如图 1-11 所示）。(2) 海洋型：一年中气压最高值出现在夏季，最低值出现在冬季，年较差小于同纬度的陆地（图 1-11）。(3) 高山型：一年中气压最高值出现在夏季，是空气受热，气柱膨胀、上升，质量增加所致；而最低值出现在冬季，是空气受冷，气柱收缩、空气下沉，质量减少的结果。

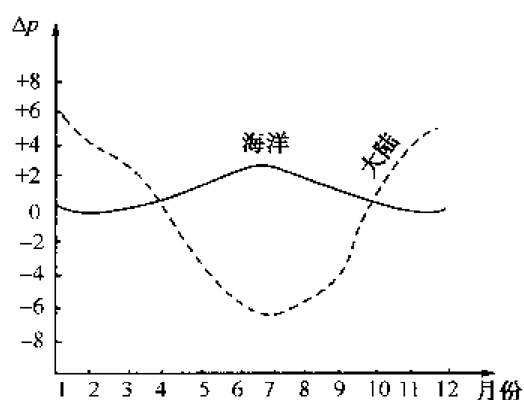


图 1-11　气压年变化

所谓气压的非周期性变化，是指气压变化不存在固定的周期。实际的气压变化是这两种变化因素综合作用的结果。但这两种变化所起的作用不等，在任何情况下，必有一种变化是主要的。如热带地区，气压的周期性变化较明显；中纬度地区，气压的非周期性变化较大。然而，这种情况也不是固定的，有时双方还会互相转化。

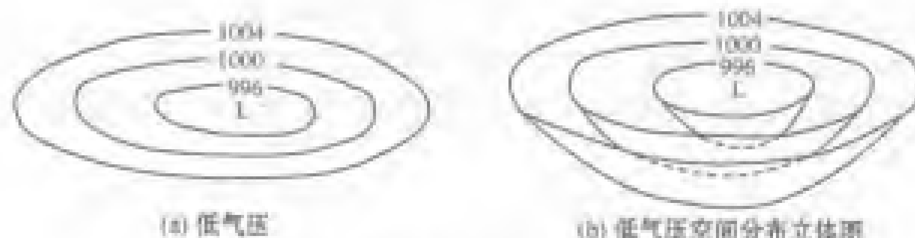
三、海平面气压场的基本型式

海平面气压的分布情况称为海平面气压场。在空间范围内的气压分布情况称为空间气压场。某一水平面的气压分布情况称为水平气压场。了解气压场的基本型式和空间结构，对于进行天气分析和预报是一个非常重要的依据。由于各地气压高低不同，而且气压时刻在变化，所以在等高面图上所反映出来的气压场型式也是多种多样的。如果略去细小差别，抓住普遍性，便可概括出以下几种海平面气压场基本型式。

(1) 低气压（简称低压）：由闭合等压线围成的中心气压比四周低的系统。空间等压面向下凹，形如盆地，如图 1-12 所示。

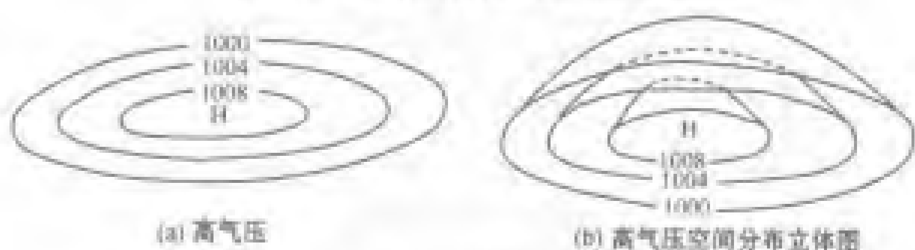
(2) 高气压（简称高压）：由闭合等压线围成的中心气压比四周高的系统。空间等压面向上凸，形似山丘，如图 1-13 所示。

(3) 低压槽（简称槽）：由低压向外伸出的狭长部分，或一组未闭合的等压线向气压较高一



(a) 低气压　　(b) 低气压空间分布立体图

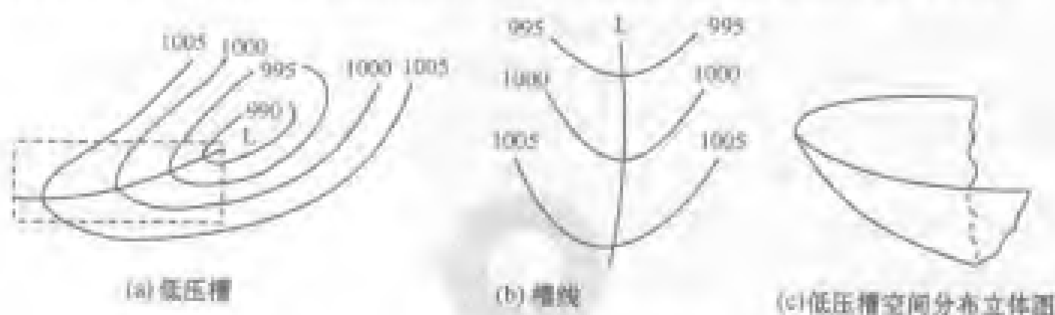
图 1-12　低气压及其空间分布立体图



(a) 高气压　　(b) 高气压空间分布立体图

图 1-13　高气压及其空间分布立体图

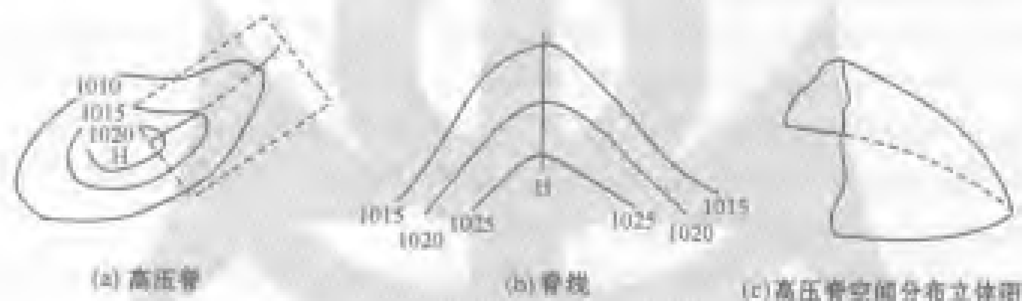
方突出的部分。在槽中，各等压线弯曲最大处的连线叫槽线。气压沿槽线最低，向两边递增。槽的尖端，可以指向各个方向，但在北半球中纬度地区大多指向南方。因此，尖端指向北的称为倒槽，指向东西方的称为横槽，槽附近的空间等压面类似山谷，如图 1-14 所示。



(a) 低压槽　　(b) 槽线　　(c)低压槽空间分布立体图

图 1-14　低压横槽、低压槽及其空间分布立体图

（4）高压脊（简称脊）：由高压向外伸出的狭长部分，或一组未闭合的等压线向气压较低一方突出的部分。在脊中，各等压线弯曲最大处的连线叫脊线。气压沿脊线最高，向两边递减。脊附近的空间等压面，类似山脊，如图 1-15 所示。



(a) 高压脊　　(b) 脊线　　(c) 高压脊空间分布立体图

图 1-15　高压脊及其空间分布立体图

（5）鞍型气压区（简称鞍部）：由两个低压与两个高压交错组成的中间区域，其附近空间等压面形如马鞍，如图 1-16 所示。另外，两个低压之间的狭长区域称为高压带；两个高压之间的

狭长区域称为低压带。

上述几种气压场的基本型式，统称为地面气压系统。在不同的气压系统中，天气情况是不同的。例如，在低气压区，由于气流的辐合上升，容易形成云和产生降水；在高压区内，由于空气下沉辐散，一般天气晴好。所以，预报这些气压系统的移动与演变，是预报天气的重要内容。

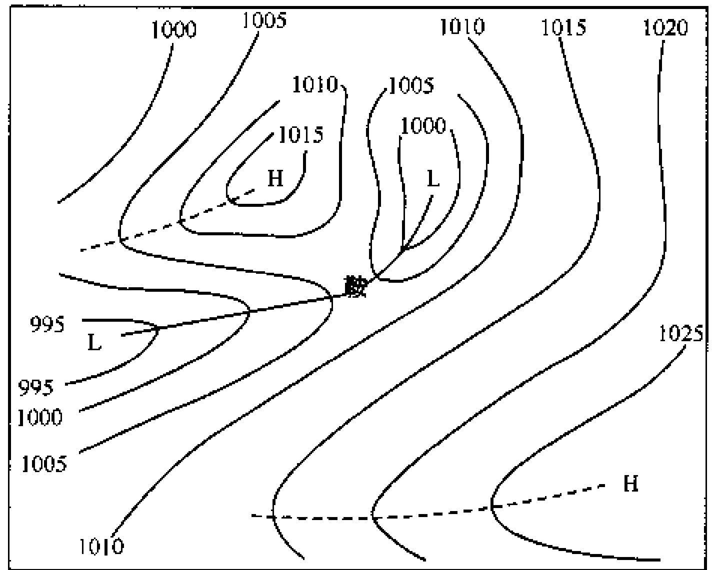


图 1-16 地面气压场分布

四、气压梯度

单位距离内气压的改变量称气压梯度（pressure gradient），即 $-\Delta p/\Delta n$。在水平方向称水平气压梯度，其方向垂直于等压线（面），由高压指向低压。通常在地面图上，我国以每隔2.5 hPa分析一条等压线。因此，气压梯度的大小取决于等压线的疏密程度。等压线越密集，气压梯度越大，反之相反。气压梯度的单位是百帕/赤道度。为了便于在天气图上计算气压梯度，一般取 1 赤道度大约 60 n mile。

五、气压系统随高度的变化

1. 温压场对称的系统

温压场对称是指温度冷、暖中心与气压高、低中心基本重合，即系统中水平面上等温线与等压线是基本平行的。这种配置包括暖性高压、冷性低压和暖性低压、冷性高压，如图 1-17 所示。

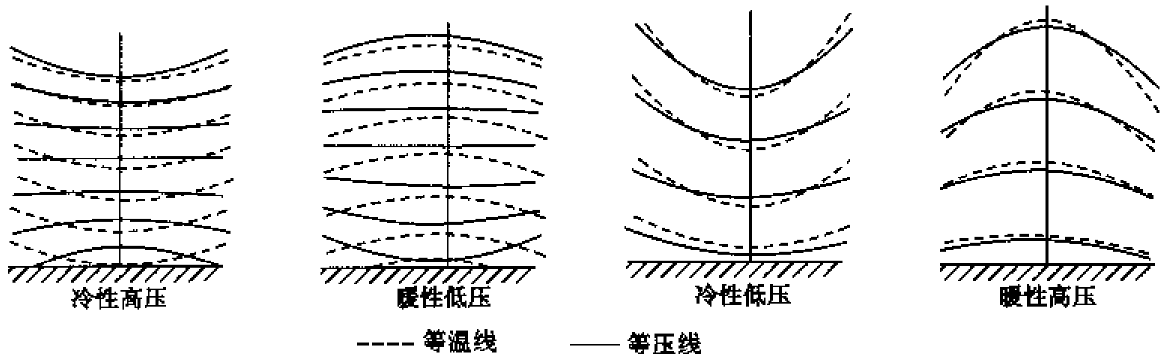


图 1-17 温压场对称系统垂直剖面示意图

暖性高压：高压中心区为暖区，四周为冷区，等压线和等温线基本平行，暖中心与高压中心基本重合的气压系统。由于暖区单位气压高度差大于周围冷区，因而高压的等压面凸起程度随高度增加不断增大，即高压的强度越向高空越增强。

冷性低压：低压中心区为冷区，四周为暖区，等温线与等压线基本平行，冷中心与低压中心基本重合的气压系统。因为冷区单位气压高度差小于周围暖区，因而冷低压的等压面凹陷程度随高度增加而增大，即冷低压的强度越向高空越增强。

暖性低压：低压中心为暖区，暖中心与低压中心基本重合的气压系统。由于暖区的单位气压高度差大于周围冷区，所以低压等压面凹陷程度随高度升高而逐渐减小，最后趋于消失。如

果温压场结构不变，随高度继续增加暖低压就会变成暖高压系统。

冷性高压：高压中心为冷区，冷中心与高压中心基本重合的气压系统。因为冷区单位气压高度差小于周围暖区，因而高压等压面的凸起程度随高度升高而不断减小，最后趋于消失。若温压场结构不变，随高度继续增加，冷高压会变成冷低压系统。

由上可见，暖性高压和冷性低压系统不仅存在于对流层低层，还可伸展到对流层高层，而且其气压系统强度随高度增加逐渐增强，称为深厚系统。而暖性低压和冷性高压系统主要存在于对流层低空，而且其气压系统强度由低层到高层逐渐减弱，称浅薄系统。

2. 温压场不对称的系统

温压场不对称是指气压场中的高、低压中心与温度场中的冷、暖中心不相重合的系统。这种气压系统，中心轴线不是垂直的，而发生倾斜。地面高压中心轴线随高度升高不断向暖区倾斜，如图 1-18(a)所示，低压中心轴线随高度升高不断向冷区倾斜，图 1-18(b)所示。北半球中高纬度的冷空气多从西北方向移来，因而低压中心轴线常常向西北方向倾斜，而高压的西南侧比较温暖，高压中心轴线多向西南方向倾斜。

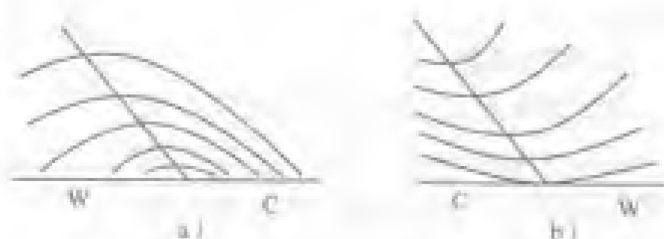


图 1-18　不对称温压场系统垂直剖面示意图

大气中气压系统的温压场配置绝大多数是不对称的，对称系统是很少的，因而气压系统的中心轴线大多是倾斜的，系统的结构随高度发生改变。气压系统的温压场结构对于天气的形成和演变有着重要影响。

思考题

1. 何谓气压？气压与天气有何关系？
2. 试解释气压变化的原因。
3. 说明海平面气压场基本型式的定义，并绘制高气压、低气压和鞍型场示意图。
4. 利用单位气压高度差的概念绘图说明深厚系统和浅薄系统。
5. 绘图说明水平气压梯度的概念和物理意义。

第四节　空气水平运动——风

大气相对于地球表面总是时刻不停地运动着，运动的形式和规模复杂多样：既有水平运动，也有垂直运动；既有全球规模的运动，也有尺度很小的局地性运动。大气通过水平和垂直运动形式使不同地区、不同高度间的热量、动量、水分和能量得以传输和交换，使不同性质的空气得以相互接近、相互作用，直接影响着天气、气候的形成和演变。本节主要讨论大气水平运动的一些基本规律——地转风、梯度风、摩擦层中的风以及自由大气中的风随高度变化。

一、风概述

空气相对下垫面的水平运动称为风(wind)。风是表示空气水平运动的物理量，也是航海者最关心的一种天气现象，它可直接影响到海上船舶的航行安全。风是向量，既有大小(风速)又有方向(风向)。

1. 风速

风速是单位时间内空气在水平方向上移动的距离。风速单位常用 m/s、kn（海里/小时，又称“节”）和 km/h 表示，其换算关系如下：

1 m/s = 3.6 km/h　　1 kn = 1.852 km/h

1 km/h ≈ 0.28 m/s　　1 kn ≈ 0.5 m/s

2. 风向

风向是指风的来向。地面风向常用 16 方位或度数（0° ~ 360°）表示，高空风向常用度数表示，即以 0°（或 360°）表示正北，90° 表示正东，180° 表示正南，270° 表示正西。在 16 方位中，每相邻方位间的角差为 22.5°（如图 1-19 所示）。

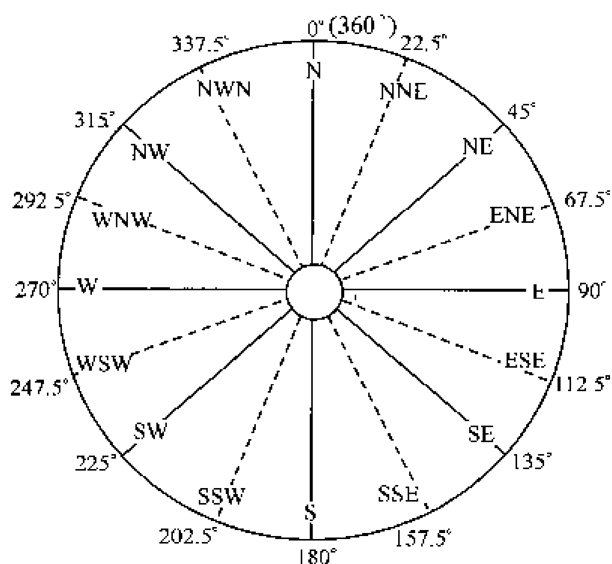


图 1-19　风向表示法

3. 风力

在日常生活和实际工作中，人们习惯用风力表示风的大小。风力等级是根据风对地面或海面的影响程度来确定的。风力等级从 0 ~ 17 共分 18 个等级，参见表 1-3。

表 1-3　风力等级表

风级	风名	相当风速			海面状况	海面浪高		海面征象
		kn	m/s	中数（m/s）		一般（m）	最高（m）	
0	无风 calm	小于 1	小于 1	0 ~ 0.2	平如镜子 calm-glassy	—	—	海面像镜子一样平静
1	软风 light air	1 ~ 3	0.3 ~ 1.5	0.9	微波 calm-rippled	0.1	0.1	海面有波纹，但没有白色波顶
2	轻风 light breeze	4 ~ 6	1.6 ~ 3.3	2.5	小波 smooth-wavelets	0.2	0.3	波浪纹虽小，但已明显，波顶透明像玻璃，但不碎
3	微风 gentle breeze	7 ~ 10	3.4 ~ 5.4	4.4		0.6	1.0	波较大，波顶开始分裂，泡沫有光，间或见到白色波浪
4	和风 moderate breeze	11 ~ 16	5.5 ~ 7.9	6.7	轻浪 slight	1.0	1.5	小浪，波长较大，往前卷的白碎浪较多，有间断呼啸声
5	清风 fresh breeze	17 ~ 21	8.0 ~ 10.7	9.4	中浪 moderate	2.0	2.5	中浪，波浪相当大，白碎浪很多，呼啸声不断，间有浪花溅起
6	强风 strong breeze	22 ~ 27	10.8 ~ 13.8	12.3	大浪 rough	3.0	4.0	开始成大浪，波浪泡沫飞布海面，呼啸声大作（可能有少数浪花溅起）
7	疾风 near gale	28 ~ 33	13.9 ~ 17.1	15.5	巨浪 very rough	4.0	5.5	海面由波浪堆积而成，碎浪的白泡沫开始呈纤维状，随风吹散，飞过几个波顶

续表

风级	风名	相当风速			海面状况	海面浪高		海面征象
		kn	m/s	中数(m/s)		一般(m)	最高(m)	
8	大风 gale	34～40	17.2～20.7	19.0	狂浪 high	5.5	7.5	中高浪,波长更大,随风吹起纤维状浪更明显,啸声更大
9	烈风 strong gale	41～47	20.8～24.4	22.6	狂涛 very high	7.0	10.0	高浪,泡沫纤维更加浓密,海浪翻卷,泡沫可能影响能见度
10	狂风 storm	48～55	24.5～28.4	26.5		9.0	12.5	大高浪,纤维状泡沫更加浓厚,并呈片状,海浪翻滚好像撞击,浪花飞起带白色,能见度受影响
11	暴风 violent storm	56～63	28.5～32.6	30.6	非凡现象 phenomenal	11.5	16.0	特高浪,中小船舶有时被浪所蔽,波顶边缘被风吹成泡沫,能见度大减
12	飓风 hurricane	64～71	32.7～36.9	34.8		14.0	—	空气中充满泡沫和浪花,海面因浪花飞起成白色状态,能见度剧烈降低
13		72～80	37.0～41.4	39.2				
14		81～89	41.5～46.1	43.8				
15		90～99	46.2～50.9	48.6				
16		100～108	51.0～56.0	53.5				
17		109～118	56.1～61.2	58.7				

4. 风压

风吹过障碍物时,在与风垂直的方向上单位面积所受到的压力称为风压(wind pressure)。风压与风速之间的关系可用下式表示

$$p = 0.0625v^2 \tag{1-9}$$

式中,p 表示风压,单位为 kg/m^2,v 表示风速,单位为 m/s。例如,当风速为 30 m/s(11 级)时,可以算出面积为 5×4 m^2 的船舷上受到 1 t 多的压力。

5. 风的阵性

在观测风时发现,风速时大时小,风力忽强忽弱,风向则不停变化,这种现象称为风的阵性。风的阵性是大气湍流运动的结果。在近地层中充满着大小不同、方向各异,又不停变化的湍流涡旋。观测到的瞬时风,实际是宏观气流与不规则涡旋运动的叠加。处于涡旋的不同位置或者涡旋本身发生变化时,观测者就感觉到风的阵性。实际观测中,常常观测一段时间内的平均风向风速,以消除风的阵性影响。

风的阵性在摩擦层中表现得最显著(尤其是在山区),随着高度的增加,风的阵性逐渐减弱,一般到 2～3 km 高度以上就不明显了。一日内阵性最强在午后,一年中阵性最强在夏季。

6. 风的日、年变化

风具有明显的日、年变化规律,这是摩擦层中风的一个特点。日出后,地面增热,大气层结

不稳定性增加，湍流交换随之加强，上下层空气得以交换混合，导致下层风速增大，上层风速减小，午后最为明显。夜间大气层结稳定性增加，湍流交换作用减弱，上层风速又逐渐变大，下层风速则逐渐变小。下层与上层之间过渡高度约为 50 ~ 100 m。

在气压形势稳定时，风的日变化较为明显。当较强的天气系统过境时，风的日变化将被扰乱和掩盖。一般情况下，风的日变化现象晴天比阴天明显，夏季比冬季明显，陆地上比海洋上明显。

风的年变化与气候条件和地理条件有关。在季风地区风向有明显的年变化规律，在非季风地区风向年变化规律不明显。

二、作用于大气的力和运动方程

大气运动状态由其受力情况所决定。作用于大气的力分为两类，一类是真正作用于大气的力，如气压梯度力、重力、摩擦力等，称为基本力；一类是在随地球一起旋转的坐标系中，观察大气运动时所表现的力，有地转偏向力和惯性离心力等，称为惯性力。这些力在水平分量之间的不同组合，构成了不同形式的大气水平运动。

1. 重力 $\boldsymbol{g}$

单位质量空气受到的重力为 $\boldsymbol{g}$，方向向下，指向地心。显然，重力对大气水平方向的运动不起作用。

2. 气压梯度力 $\boldsymbol{G}$

在气压一节中曾讨论过水平气压梯度 $-\frac{\Delta p}{\Delta n}$ 的物理意义，它是一个向量，其方向垂直于等压面由高压指向低压，数值等于两等压面间的气压差除以其间的垂直距离。气压梯度不仅表示气压分布的不均匀程度，而且还表示由于气压分布不均而作用在单位体积空气上的压力。在大气中由于空间气压分布不均匀，作用在单位质量空气上的净空气压力，称为气压梯度力（Pressure Gradient Force）。通常用 $\boldsymbol{G}$ 表示，即

$$\boldsymbol{G} = -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n} \tag{1-10}$$

式中，ρ 是空气密度，Δp 是两等压面间的气压差，Δn 是两等压面间的垂直距离。气压梯度力的方向由高压指向低压，其大小与气压梯度成正比，与空气密度成反比。气压梯度力可以分解为水平气压梯度力（$\boldsymbol{G}_n$）和垂直气压梯度力（$\boldsymbol{G}_z$），即

$$\boldsymbol{G}_n = -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n} \tag{1-11}$$

$$\boldsymbol{G}_z = -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta z} \tag{1-12}$$

式（1-11）中，$-\frac{\Delta p}{\Delta n}$ 为水平气压梯度，式（1-12）中，$-\frac{\Delta p}{\Delta z}$ 为垂直气压梯度。在大气中气压梯度力垂直分量比水平分量大。例如在海平面附近，只需垂直升高 8 m，气压就会降低 1 hPa。而在水平面上往往要相距上百千米或更多，才会观测到 1 hPa 的气压差。但是，在垂直方向上，重力与 $\boldsymbol{G}_z$ 始终处于平衡状态，因而在垂直方向上一般不会造成强大的垂直加速度。而水平气压梯度力虽小，由于没有其他实质力与它相平衡，在一定条件下却能造成较大的空气水平运动。例如，取 $\rho = 1.292\ \text{kg/m}^3$，$-\frac{\Delta p}{\Delta n} = 1$ 百帕/赤道度，得 $\boldsymbol{G}_n = 7 \times 10^{-4}$ N/kg。在这种气压梯度力

的作用下，1 h 后风速从 0 增加到 2.5 m/s，3 h 后增大到 7.7 m/s。可见，水平气压梯度力是使空气产生水平运动的直接原因或原动力。

3. 水平地转偏向力 A_n

研究地球上大范围流体运动时，人们发现，流体不是朝着气压梯度力所指的方向从高压直接流向低压，而是不断地偏转它的方向，在北半球向右偏转，在南半球则向左偏转，这种因地球自转而使流体运动方向发生改变的力称为地转偏向力（deflection force of earth rotation）或科里奥利力（Coriolis Force）。利用地转偏向力的概念，可以解释：在北半球河流的右岸往往比左岸陡峭；在南半球河流的左岸比右岸陡峭。

在大尺度的空气运动中，地转偏向力是一个非常重要的力。地转偏向力不过是人们为了便于对这种偏转现象进行研究而假想的一种力。这种假想的力与风向是垂直的，在北半球指向风向的右侧 90°，而在南半球指向风向的左侧 90°。由于地转偏向力只说明空气和转动着的地面之间存在相对运动，而并不是作用于空气的实际力，因此只能使风向偏转，而不能形成风或使已经形成的风改变大小。

在任意纬度上作用于单位质量运动空气上的水平地转偏向力为

$$A_n = 2v\omega\sin\varphi \tag{1-13}$$

式中 v 为空气运动速度，ω 为地转角速度，φ 为纬度。

水平地转偏向力有以下特点：

（1）地转偏向力只是在物体相对于地面有运动时才产生，物体静止时，不受地转偏向力的作用。

（2）地转偏向力的方向同物体运动的方向相垂直，在北半球，地转偏向力指向物体运动的右方，使物体向原来运动方向的右方偏转；在南半球，地转偏向力指向物体运动的左方，使物体向原来运动方向的左方偏转。

（3）地转偏向力只能改变物体运动的方向，不能改变物体运动速率的大小。

（4）地转偏向力的大小与风速和纬度的正弦成正比。在同纬度，风速越大，地转偏向力越大。在风速相同的条件下，地转偏向力随纬度的增高而增大，在赤道上地转偏向力为零。

4. 惯性离心力 C

当空气做曲线运动时，必然要受向心力的作用，其大小等于 v^2/r，方向沿曲率半径指向圆心。其中 v 表示空气运动的线速度，r 表示曲率半径。通常将作用于空气上与向心力大小相等而方向相反的力称为惯性离心力。惯性离心力是物体在作曲线运动时所产生的，由运动轨迹的曲率中心沿曲率半径向外作用在物体上的力。惯性离心力同运动的方向相垂直，自曲率中心指向外缘。对单位质量空气而言，惯性离心力表达式为

$$C = \frac{v^2}{r} \tag{1-14}$$

式（1-14）表明惯性离心力 C 的大小与运动物体的线速度 v 的平方成正比，与曲率半径 r 成反比。

实际上，空气运动路径的曲率半径一般都很大，从几十千米到上千千米，因而空气运动时所受到的惯性离心力一般比较小，往往小于地转偏向力。但是在低纬度地区或空气运动速度很大而曲率半径很小时，也可以达到较大的数值并有可能超过地转偏向力。惯性离心力和地转偏向力一样只改变物体运动的方向，不改变运动速度的大小。

5. *摩擦力* ***R***

摩擦力是两个相互接触的物体作相对运动时，接触面之间所产生的一种阻碍物体运动的力。大气运动中所受到的摩擦力一般分为内摩擦力和外摩擦力。

内摩擦力是在速度不同或方向不同的相互接触的两个空气层之间产生的一种相互牵制力，它主要通过湍流交换作用使气流速度发生改变，也称湍流摩擦力。在一般情况下，湍流摩擦力的数值比外摩擦力要小得多，常常不予考虑。

外摩擦力是空气贴近下垫面运动时，下垫面对空气运动的阻力。它的方向与空气运动方向相反，大小与空气运动的速度和摩擦因数成正比，其表达式为

$$\boldsymbol{R} = -\mu v \tag{1-15}$$

式中，$\boldsymbol{R}$ 为摩擦力，μ 为摩擦因数，v 为空气运动速度。在大气中不同高度上摩擦力的大小是不同的，以近地面层（地面至 30 ~ 50 m）最为显著，高度越高，作用越弱，到 1 ~ 1.5 km 以上，摩擦力的影响可以忽略不计。

气压梯度力、水平地转偏向力、惯性离心力与摩擦力等四个力都是在水平方向上作用于空气的力，但它们对空气运动的影响不同。一般来说，水平气压梯度力是空气产生运动的原动力，其他力是在空气运动开始后才起作用的，而且所起的作用视具体情况而不同。水平地转偏向力对中高纬度或大尺度的空气运动影响较大，而对低纬地区特别是赤道附近的空气运动影响甚小。惯性离心力只在空气作曲线运动时起作用。摩擦力只在摩擦层中起作用，对自由大气中的空气运动可以忽略不计。地转偏向力、惯性离心力和摩擦力虽然不能驱动大气运动，但却能影响大气运动的方向和速度。

6. *大气运动方程*

大气运动方程是描述作用于空气上的力与其所产生的加速度之间关系的方程。根据牛顿第二定律，物体所受的合力等于质量和加速度的乘积，即 $\sum F = ma$。对于单位质量空气而言，运动方程的一般形式为

$$\frac{\mathrm{d}\boldsymbol{v}}{\mathrm{d}t} = \boldsymbol{G} + \boldsymbol{A} + \boldsymbol{R} + \boldsymbol{g} \tag{1-16}$$

式中，$\boldsymbol{G}$ 为气压梯度力，$\boldsymbol{A}$ 为地转偏向力，$\boldsymbol{R}$ 为摩擦力，$\boldsymbol{g}$ 为重力。在局地直角坐标系中，x、y、z 三个方向（x 指向东、y 指向北、z 指向天顶）上的空气运动速度分别为 u、v、w，并将 $\boldsymbol{G}$、$\boldsymbol{A}$、$\boldsymbol{R}$、$\boldsymbol{g}$ 力分解为三个方向，则局地直角坐标系中运动方程为

$$\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + 2v\omega\sin\varphi + R_x \tag{1-17}$$

$$\frac{\mathrm{d}v}{\mathrm{d}t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} - 2u\omega\sin\varphi + R_y \tag{1-18}$$

$$\frac{\mathrm{d}w}{\mathrm{d}t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g + R_z \tag{1-19}$$

在空气作大规模水平运动中，大气近似于静力平衡，因而上式中的垂直运动项可以略去。在自由大气中，摩擦力 $\boldsymbol{R}$ 也可略去。上式可写成

$$\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + 2v\omega\sin\varphi \tag{1-20}$$

$$\frac{\mathrm{d}v}{\mathrm{d}t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} - 2u\omega\sin\varphi \tag{1-21}$$

$$0 = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g \tag{1-22}$$

这就是研究自由大气运动时广泛应用的运动方程。式(1-22)是静力平衡方程。

三、自由大气中典型的水平平衡运动

观测表明，自由大气中大尺度空气运动近似于稳定、水平的运动，同时发现，风大体沿等压线吹。于是，人们科学地提出地转风和梯度风的概念，并把地转风或梯度风作为实际风近似值，具有重要的理论意义和应用价值。

1. 地转风

(1)地转风的定义及形成

地转风是水平气压梯度力与水平地转偏向力达到平衡时，空气的等速直线水平运动。如图 1-20 所示，在平直等压线的气压场中，由于气压梯度力的作用，空气开始沿气压梯度力的方向从高压向低压运动。一旦有运动，必定受地转偏向力的作用，使运动方向向右偏转(北半球)。随着运动方向的改变，地转偏向力的方向也改变，因为地转偏向力的方向永远垂直于运动方向所指的右方。在气压梯度力的作用下，空气的速率越来越大，地转偏向力也随着空气速率的增大而增大，并且迫使空气向右偏离的程度越来越大，最后水平地转偏向力增大到与水平气压梯度力大小相等，方向相反，即达到平衡状态。这时空气沿着等压线作等速水平直线运动，由此形成地转风。

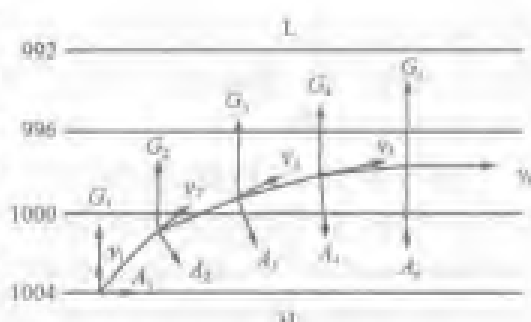


图 1-20　地转风形成示意图

(2)地转风的大小和风压定律

由于地转风是水平气压梯度力和水平地转偏向力达到平衡时的风，其表达式为

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n} = 2\omega v_g \sin\varphi \tag{1-23}$$

于是有

$$v_g = -\frac{1}{2\rho\omega\sin\varphi}\cdot\frac{\Delta p}{\Delta n} \tag{1-24}$$

这就是极坐标(或流线坐标)中的地转风公式。由此式可以看出：①地转风速与水平气压梯度成正比，即等压线密集的地方，地转风大，等压线稀疏的地方，地转风小。②地转风速与空气密度成反比。在气压梯度相同的情况下，越往高空风速越大。③地转风速与纬度的正弦成反比。当气压梯度相同时，地转风速随纬度的减小而增大。但实际观测到的地转风速却是高纬度地区大于低纬度地区，这是由于高纬的气压梯度值远远大于低纬的缘故。然而，在低纬地区因地转偏向力很小，无法与气压梯度力平衡。因此，在赤道附近的低纬地区，地转风是不存在的。

地转风是平衡运动，它受到的合外力等于零，没有加速度。在北半球自由大气中，地转风沿等压线吹，背风而立，高压在右，低压在左。在南半球，背风而立，高压在左，低压在右。这就是著名的风压定律(如图 1-21 所示)，又称白贝罗定律(Buysballot's Law)。显然，风压定律很好地反映了气压场与风场之间的关系，由气压场分布可以确定风场，反过来由风向即可判断出高压和低压的大致方位。

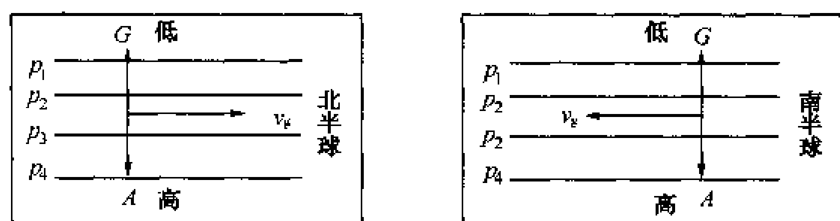


图 1-21 风压定律示意图

(3)地转风速的计算

在地面图上,为讨论和处理问题方便,若不考虑摩擦力的影响,则可计算出对应的地面地转风速。在海图上取一个纬距 $\Delta n = 60$ n mile,标准情况下空气密度 $\rho = 1\ 293\ g/m^{-3}$,地转角速度 $\omega = 7.29 \times 10^{-5} s^{-1}$,若取 $\Delta p = 1$ hPa,代入地转风公式(1-24)中,计算后得

$$v_{g0} = \frac{4.78}{\sin\varphi} \quad m/s \tag{1-25}$$

由此式可以讨论纬度对地转风的影响,如表 1-4 所示。当气压梯度相同时,地转风速随纬度的增加而减小。

表 1-4 纬度对地转风速的影响

纬度(°)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
地转风(m/s)	∞	27.4	14.0	9.5	7.4	6.2	5.6	5.1	4.9	4.8

当 $\Delta p \neq 1$ hPa 时,地转风速为

$$v_g = v_{g0} \times \Delta p = \frac{4.78}{\sin\varphi} \times \Delta p \quad m/s \tag{1-26}$$

利用式(1-26)可以计算水平间隔为 60 n mile,任意气压差时的地转风。例如,当 30°,$\Delta p = 1.5$ hPa 时,地转风速为

$$v_g = \frac{4.78}{\sin 30°} \times 1.5 = 14.3 \quad m/s \tag{1-27}$$

在天气图上,可以利用地转风尺直接量取相邻等压线之间的距离来确定地转风速。天气图上任何位置的地转风速都可以简单地把地转风尺横跨在等压线上而迅速读出来。图 1-22 为应用于不同纬度的地转风尺。

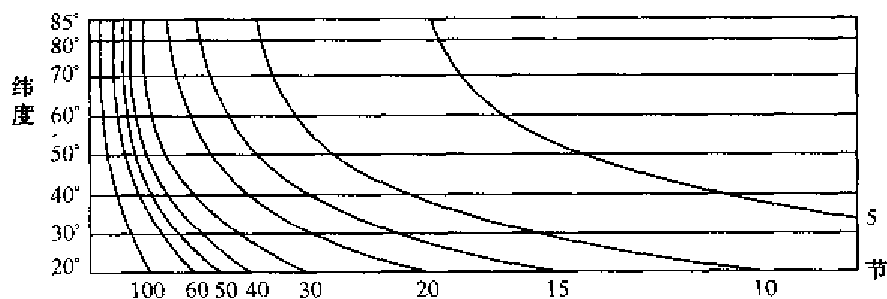


图 1-22 用于不同纬度的地转风尺示意图

(4)等压面上的地转风

由于空气密度 ρ 随高度有很大变化,因而在比较某地不同高度上的地转风时,不仅要比较上、下层气压梯度的大小,同时还要知道 ρ 值随高度的变化,这给实际工作带来极大不便。在

实际工作中，应用等压面图来代替等高面图，用位势梯度代替气压梯度得到地转风公式，即

$$v_g = -\frac{9.8}{2\omega\sin\varphi}\frac{\Delta H}{\Delta n} \quad \text{m/s} \tag{1-28}$$

这就是地转风公式在等压面上的常用形式。公式中地转风速直接与等压面上的位势梯度成正比，与纬度的正弦成反比。对于某地来说，纬度相同，只要比较各层等压面图上的等高线疏密程度，就可确定各层地转风速的大小。

实际大气中，理论上严格的地转风是很少存在的。但中高纬度自由大气中的实际风与地转风十分相近，水平运动基本上是地转的。在实际工作中，可以应用地转风原理，由已知的气压场形势推知相应的风向风速，或者由已探测到的风向风速，推断气压场的形势。但在低纬度地转偏向力很小，地转风的关系不适用。

2. *梯度风*

当空气质点作曲线运动时，除受水平气压梯度力和水平地转偏向力作用外，还受惯性离心力的作用，当这三个力达到平衡时所吹的风，称为梯度风。

由于作曲线运动的气压系统有高、低压之分，而且在高压和低压系统中，力的平衡关系不同，其梯度风也各不相同。在北半球，低压中的梯度风必然平行于等高线，绕低压中心作逆时针旋转；高压中梯度风平行于等高线绕高压中心作顺时针旋转。南半球则相反。

如图1-23所示，在低压内气压梯度力指向中心，地转偏向力和惯性离心力指向外，达到平衡状态时的梯度风关系式为

$$G = A + C \tag{1-29}$$

高压内气压梯度力和惯性离心力指向外，而地转偏向力指向内，三个力达到平衡时的梯度风关系式为

$$A = G + C \tag{1-30}$$

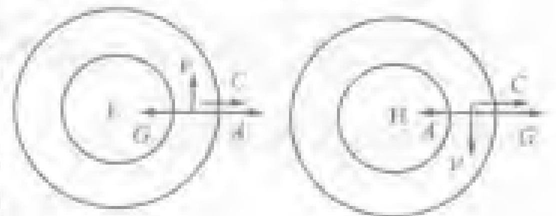


图1-23 北半球高、低压力平衡

将三力的表达式代入(1-29)和(1-30)式，用v_c和v_a表示低压区(气旋)和高压区(反气旋)中的梯度风，解一元二次方程，得

$$v_c = -r\omega\sin\varphi \pm \sqrt{(r\omega\sin\varphi)^2 + \frac{r}{\rho}\left(-\frac{\Delta p}{\Delta n}\right)} \tag{1-31}$$

$$v_a = r\omega\sin\varphi \pm \sqrt{(r\omega\sin\varphi)^2 - \frac{r}{\rho}\left(-\frac{\Delta p}{\Delta n}\right)} \tag{1-32}$$

当r、φ、ρ、$-\frac{\Delta p}{\Delta n}$一定时，梯度风速是唯一确定的，并且大于等于零。令$-\frac{\Delta p}{\Delta n}=0$，对应的梯度风速为零，去掉不合理的根，最后得到气旋和反气旋的梯度风速公式

$$v_c = -r\omega\sin\varphi + \sqrt{(r\omega\sin\varphi)^2 + \frac{r}{\rho}\left(-\frac{\Delta p}{\Delta n}\right)} \tag{1-33}$$

$$v_a = r\omega\sin\varphi - \sqrt{(r\omega\sin\varphi)^2 - \frac{r}{\rho}\left(-\frac{\Delta p}{\Delta n}\right)} \tag{1-34}$$

式(1-33)和式(1-34)表明，梯度风的大小与水平气压梯度、曲率半径、纬度的正弦和空气密度有关。由于式(1-33)中右边根号内总是正值，因此在气旋中水平气压梯度$\left(-\frac{\Delta p}{\Delta n}\right)$的大小不受限制，可以取任意值，所以在低压中风速可以任意大，如台风中心可以出现12级以上的大

风；而在式(1-34)中，根号内两项的正负号相反，因此反气旋中的水平气压梯度$\left(-\frac{\Delta p}{\Delta n}\right)$不能超越某一临界值，否则根号内将出现负值，使算出的 v_a 没有实际意义。

令$(r\omega\sin\varphi)^2-\frac{r}{\rho}\left(-\frac{\Delta p}{\Delta n}\right)\geqslant 0$，则

$$-\frac{\Delta p}{\Delta n}\leqslant r\rho\omega^2\sin^2\varphi \tag{1-35}$$

这表明在反气旋中水平气压梯度具有限制，它不能大于 $r\rho\omega^2\sin^2\varphi$。取其最大值

$$\left(-\frac{\Delta p}{\Delta n}\right)_{\max}=r\rho\omega^2\sin^2\varphi$$

代入式(1-34)中得

$$v_a=\omega r\sin\varphi \tag{1-36}$$

此式为反气旋梯度风速的极限值。在反气旋中的梯度风不能大于此值，否则惯性离心力的作用过大，就会使平衡遭到破坏，为了保持平衡，只有减少水平气压梯度，从而使风速减小。从式(1-35)和式(1-36)可以得出以下结论：①最大水平气压梯度的分布是，在反气旋边缘较大，越向中心部分越小。当等压线曲率不均匀时，在曲率较小处，即等压线平直的地方，等压线较密集。在曲率较大处，即等压线弯曲较大的地方，等压线稀疏。②纬度越高，空气密度越大，水平气压梯度最大可能值越大。因此，在冬季中高纬大陆上反气旋的等压线要密一些。③在反气旋边缘风速大，越向中心部分风速越小，在中心附近微风或无风。④在中高纬度反气旋的风速较大，在较低纬度反气旋中风速较小。

可以证明，在一定纬度，当 G 相等时，低压梯度风风速小于地转风速，高压梯度风风速大于地转风速，即 $v_a>v_g>v_C$。表 1-5、表 1-6 给出了不同条件下的梯度风风速。

表 1-5　在标准空气密度下，纬度 50 处梯度风风速(m/s)

$-\frac{\partial p}{\partial n}$ 百帕/赤道度	低压(气旋) r(km)					平直等压线	高压(反气旋) r(km)			
	100	200	500	1 000	2 000		-2 000	-1 000	-500	-250
	4.5	5.1	5.7	5.9	6.1	6.2	6.4	6.6	7.2	9.4
	7.5	8.9	10.5	11.3	11.8	12.5	13.3	14.3	18.7	不存在
	9.9	12.1	14.8	16.3	17.3	18.7	20.7	23.8	不存在	

表 1-6　梯度风和地转风(m/s)随纬度变化

纬度	30°	60°	90°
低压梯度风	8.1	5.2	4.6
地转风	9.6	5.5	4.8
高压梯度风	14.3	6.0	5.1

另外，在低纬度地区或小尺度低压中，地转偏向力远小于气压梯度力和惯性离心力，可以忽略不计，此时的平衡运动称为旋衡风(cyclostrophic wind)。例如龙卷风等天气系统就属于旋衡风。由于龙卷风已不再考虑地转偏向力的影响，因而其风向既可按顺时针方向吹，又可按逆

时针方向吹。其运动方程为

$$\frac{v^2}{r} = -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n} \tag{1-37}$$

即

$$v = \sqrt{-\frac{r}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n}} \tag{1-38}$$

不论气旋式(逆时针)还是反气旋式(顺时针)方向旋转的龙卷风都对应着低压,风沿圆形密集的等压线吹。旋衡风是梯度风的一个特例。

梯度风与地转风既有共同点,又有不同处,两者都是作用于空气质点的力达到平衡时的风。梯度风考虑了空气运动路径的曲率影响,它比地转风更接近于实际风。

在研究自由大气中大尺度空气运动时,地转风或梯度风这两种平衡关系是基本上适应的,尤其在中高纬度,它们概括了自由大气中风场和气压场的基本关系,在气象上有很大实用价值。但自由大气中实际的空气运动并不完全与地转风或梯度风相吻合,各个作用力的平衡关系也只是相对的、暂时的,平衡关系经常会遭到破坏。这是因为空气运动的路径不会是直线的,也不会是圆形或曲线,结果气压梯度力便随着时间和空间在发生变化。同时,空气运动也不总是平行于纬圈,常常有穿越纬圈的运动,其风速也随之发生相应变化。由此可见,即使一开始空气所受的力达到平衡,但随着时间和空间的变化,力的平衡关系会遭到破坏,出现非平衡下的实际风。实际风与地转风、梯度风之间便出现偏差,形成所谓偏差风。正是由于偏差风出现,促使风场与气压场相互调整,建立新的平衡关系,新的平衡又在新的风压条件下遭到破坏。空气运动就是从不平衡到平衡,又从平衡到不平衡的过程。地转风和梯度风只不过是与实际风相近似的一种暂时达到平衡状态时应具有的风速值。

四、摩擦层中空气的水平运动

在摩擦层中,空气的水平运动因受摩擦力作用,风速减弱、风向发生偏转。气压梯度力与地转偏向力间的平衡关系遭到破坏,风不再完全沿着等压线吹,而是斜穿等压线从高压吹向低压。

1. 地面摩擦力对风的影响

在地面天气图上等压线为平行直线时,水平气压梯度力($\boldsymbol{G}$)、地转偏向力($\boldsymbol{A}$)和地面摩擦力($\boldsymbol{R}$)达到平衡

$$\boldsymbol{G} + \boldsymbol{A} + \boldsymbol{R} = 0 \tag{1-39}$$

便出现了稳定的地面平衡风。由于摩擦力对风的阻滞作用,使平衡风的风速比原气压场中相应的地转风的风速要减小,进而使地转偏向力也相应减小。此时,地转偏向力和摩擦力的合力与气压梯度力相平衡(如图1-24)。图中气压梯度力与等压线垂直,与地转偏向力和地面摩擦力的合力大小相等、方向相反。摩擦力的方向与运动方向相反,地转偏向力的方向恒与运动方向垂直,在北半球偏向运动方向的右方。从图中可以看出,风向与等压线之间存在一个交角,相对于等压线来说,空气运动偏向低压一方。因此,在摩擦层中的(白贝罗)风压定律应表述为:摩擦层中,风斜穿等压线吹,背风而立,北半球高压在右后方,低压在左前方;南半球高压在左后方,低压在右前方。

在地面天气图上弯曲等压线的气压场中,例如闭合的高压和低压,由于摩擦力的作用,在北半球低压中气流绕中心逆时针方向向中心辐合,高压中的气流绕中心顺时针方向向外辐散,

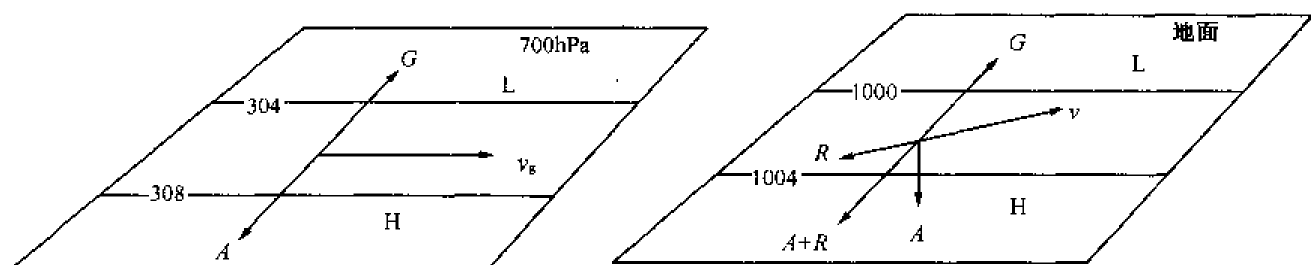


图 1-24　地转风和摩擦层风的力平衡

如图 1-25 所示；在南半球，低压中气流绕中心顺时针方向向中心辐合，高压中气流绕中心逆时针方向向外辐散。

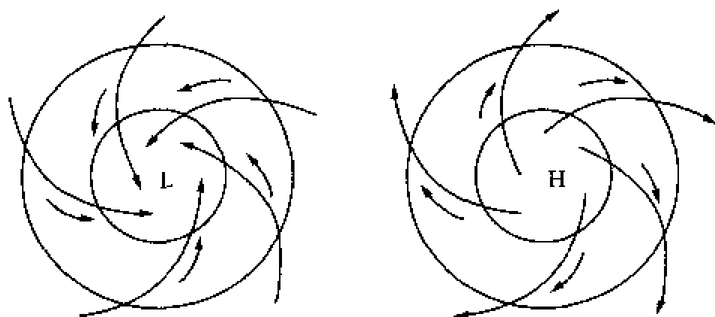


图 1-25　摩擦层中低压和高压的气流

2. 海面实际风的确定

在摩擦层中，实际风向与等压线的交角主要取决于下垫面粗糙度、大气稳定度和纬度三个因素。粗糙度越大，稳定度越大，纬度越低时，交角越大；反之，粗糙度越小，稳定度越小，纬度越高时，交角越小。陆地粗糙度比海面大，因此陆地上的交角比海面上大很多。通常在中纬陆地上交角约为 35°～45°，在海面上约为 10°～20°。浪大时，海面粗糙度增大，交角也有所增加。实际风速比相应的地转风速要小，通常陆面上的风速（取 10～12 m 高度的风速）约为相应地转风速的 1/3～1/2，海面上风速约为相应地转风速的 3/5～2/3。计算海面实际风速 v_0 时，通常采用下式

$$v_0 = v_g \times 65\% \tag{1-40}$$

式中，v_g 可用地转风公式求得。

3. 摩擦层中风随高度的变化

在摩擦层中风随高度的变化，既受摩擦力随高度变化的影响，又受气压梯度力随高度变化的影响。在气压场不随高度改变的情况下，风随高度变化主要是由摩擦力随高度变化而引起的。

从摩擦层下部边界至 30～50 m（不超过 100 m）高的气层，称为近地面层。观测及理论研究都表明，在这一层中风向随高度的改变不明显，风速随高度的改变主要与气层是否稳定有关。当气层不稳定时，有利于空气上下层的动量交换，使上下层风速差变小；如果气层稳定，则风速随高度变化要明显一些。例如在逆温层上下，往往可以观测到较大的风速差异。从近地面层顶向上至摩擦层顶的气层，风速一般随高度的增加而增大，北半球风向随高度的增加逐渐向右偏转，南半球风向随高度则逐渐向左偏转。当高度达到摩擦层顶附近时，风速接近于地转风，风向与等压线相平行，如图 1-26 所示。

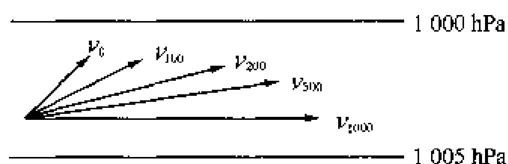


图 1-26　摩擦层中风随高度的变化

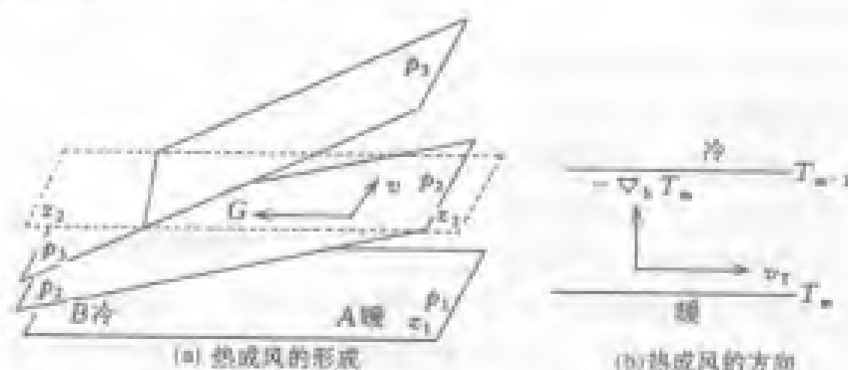
五、自由大气中风随高度的变化

在气压一节中已经讨论了气压系统随高度的变化和温度场的关系。众所周知，不同高度上的风向、风速是不一致的，风随高度有着明显的变化。根据地转平衡的原理，从气压场随高

度的分布可知风场随高度的分布，而气压随高度递减的快慢又与大气中的平均温度有关。把这两个过程联系起来，我们来讨论风场随高度的变化和温度场的关系。

1. 热成风

在自由大气中，由于两等压面之间气层平均温度在水平方向上分布不均匀，引起风随高度的变化称为热成风。水平气温梯度引起风随高度的变化，可用单位气压高度差来说明。如图1-27(a)所示，设在自由大气 z_1 高度上各处气压相等，等压面 p_1 与等高面 z_1 重合，此时在 z_1 高度上没有水平气压梯度，于是没有风。若 A 点上空的气柱比 B 点上空的气柱暖，即水平温度梯度由 A 点指向 B 点，从而 A 点上空的单位气压高度差比 B 点大，则等压面 p_2、p_3 不再是水平的，而是倾斜的，它们同等高面 z_2 相交。此时，z_2 上的气压已经不相等了，暖区的气压高于冷区，即产生了由暖区指向冷区的气压梯度力。有了气压梯度力，就有相应的风。根据风压定律，可知 z_2 高度上的风如图中 v 所示。



(a) 热成风的形成　　(b)热成风的方向

图 1-27　热成风的形成及其方向

下层没有风，上层有风，说明风随高度发生了变化。这个由水平气温梯度而引起的风是上下层风的矢量差。水平气温梯度越大时，等压面 p_2、p_3 倾斜越大，由暖区指向冷区的气压梯度力也越大，高层出现的风也越大。

这种由于水平温度梯度的存在而产生的地转风在垂直方向上的速度矢量差，称为热成风(v)，即

$$v_T = v_2 - v_1$$

式中，v_2、v_1 分别是高层与低层的地转风。如果低层等压面是水平的，则 $v_1 = 0$，$v_T = v_2$。

热成风的风向与平均等温线相平行，在北半球背热成风而立，高温在右，低温在左((见图1-27(b))，南半球则相反。热成风的大小与气层内平均温度梯度以及气层的厚度成正比，与地转参数($f = 2\omega\sin\varphi$)成反比。

热成风风速大小的表达式为

$$v_T = \frac{g}{(z_2 - z_1)T_m} \frac{\partial T_m}{\partial n} \tag{1-41}$$

式中，T_m 为气层平均温度，f 为地转参数，g 为重力加速度，z_2，z_1 为上、下层的高度，如图 1-27 所示。

2. 自由大气中风随高度的变化

自由大气中风随高度的变化主要与气层中的温度场有关。根据气层中水平温度场与气压场间的不同配置情况，风随高度的变化会有下列几种基本形式。①温压场对称系统：温压场对称即等温线与等压线平行或重合。根据温压场的配置分为深厚系统和浅薄系统两类。对于深

厚系统，即高压区与暖区相对应或低压区与冷区相对应，其低层地转风向与热成风风向一致，因而其风速随高度逐渐增大，风向不改变（图1-28）。对于浅薄系统，即高压区与冷区相对应或低压区与暖区相对应，其低层地转风向与热成风风向相反。因而低层风速随高度逐渐减小，风向不变，到某一高度风速减小到零。再向高空，风速随高度增大，而风向则与低层相反，即发生180°的转向，同热成风风向一致（图1-29）。

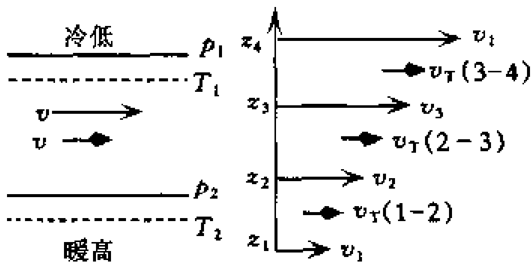


图1-28　深厚系统中风随高度变化

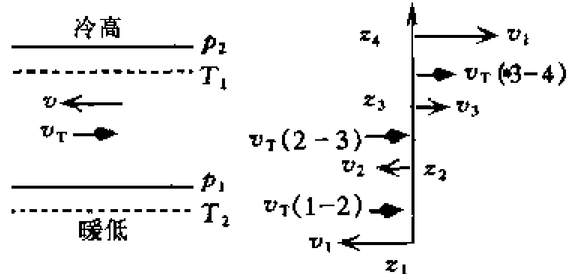


图1-29　浅薄系统中风随高度变化

②温压场不对称系统：温压场不对称即等压线与等温线相交。在这种系统中风随高度的变化状况也分为两类：一类是等压线与等温线相交而有冷平流（图1-30），低层地转风由冷区吹向暖区。由于$\boldsymbol{v}_1+\boldsymbol{v}_T=\boldsymbol{v}_2$，所以，在北半球风向随高度逐渐向左转，而且越到高层，风向与热成风风向越接近；另一类是等压线与等温线相交而有暖平流（图1-31），低层地转风从暖区吹向冷区，由于$\boldsymbol{v}_1+\boldsymbol{v}_T=\boldsymbol{v}_2$，所以，在北半球风向随高度逐渐向右转，越到高层风向与热成风越接近。

当等温线与下层等压线成任意交角时，那么，风随高度的变化便是以上两种情形的合成结果。

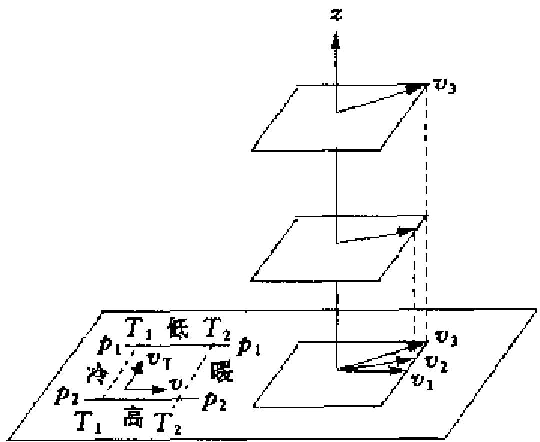


图1-30　下层有冷平流时风随高度变化

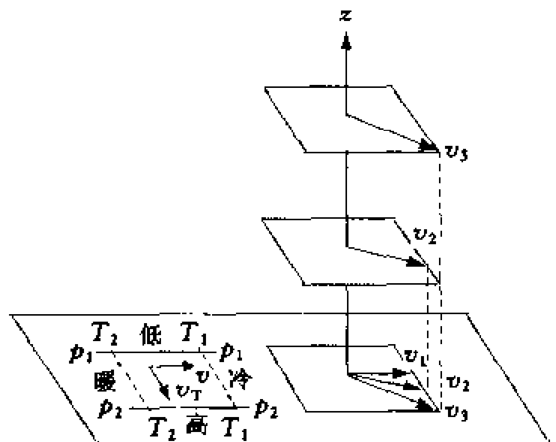


图1-31　下层有暖平流时风随高度变化

在自由大气中，随着高度的增加，不论风向如何变化，高层风总是越来越趋向于热成风。这个结论与实际情况是相符的。比如北半球的对流层中，温度分布大致是南暖北冷，并且在纬度30°附近温度梯度最大，因而在对流层上层总是以西风为主（热成风是西风），并在纬度30°附近上空出现最大的西风风速区，称为西风急流。

热成风$\boldsymbol{v}_T$并不是实际上的空气水平运动，而是风随高度的改变量，是上层地转风与下层地转风的矢量差。地转风是作用力平衡情况下的风，所以热成风也是平衡状态下的风。研究和了解热成风有助于揭示自由大气中风随高度变化的基本规律，以及大气平衡条件下的气压

场、风场、温度场间的相互关系。

六、局地地形的动力作用对风的影响

1. 绕流和阻挡作用

当气流遇到孤立的山峰或岛屿时，有绕山峰两侧而过的现象，并且在迎风面风速增强，在背风面风速减弱。在背风面还会产生气旋式和反气旋式涡流，如图 1-32 所示。

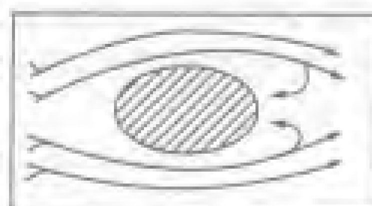


图 1-32　绕流示意图

山脉的阻挡作用和绕流，使实际风向与根据大范围气压场确定的风向之间可能发生显著偏差，其差值可达 90°，甚至 180°。因此在背风面常形成低压或低压槽。

2. 峡管效应

当气流从开阔地区进入峡口时而产生的强风，称为峡谷风。通常气流从开阔海面进入喇叭口式地形时，气流的横截面积减小，由于空气质量不能在此堆积，于是气流加速运动，从而使风速明显加大，风向被迫改变为沿峡谷走向，这是一种峡管效应。

如我国台湾海峡（如图 1-33 所示），地形像个喇叭管，当气流从开阔海面直灌管口时，海峡内经常出现的东北风或西南风比开阔海面大 1 ~2 级左右。

3. 岬角效应

因陆地（如山脉尽头或半岛附近）向海中突出造成气流辐合，流线密集，风力明显增强，称为岬角效应（如图 1-34 所示）。如南非的好望角，是个令航海者生畏的地方，由于岬角效应助长咆哮西风带上的狂风恶浪。我国山东半岛的成山头附近海面，由于岬角效应偏北风通常比周围要大 1 ~2 级左右，有"中国的好望角"之称。

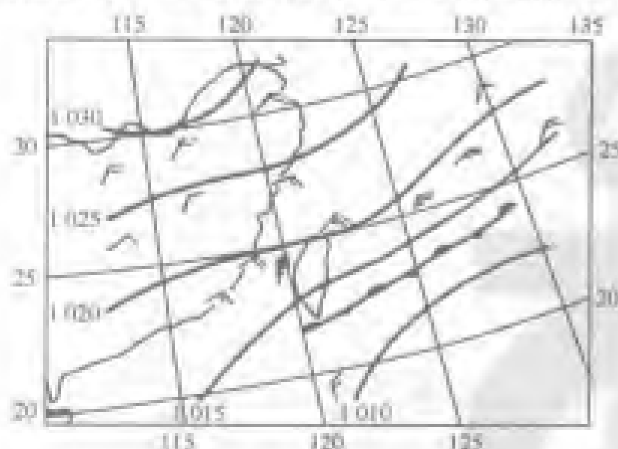


图 1-33　台湾海峡的峡管效应

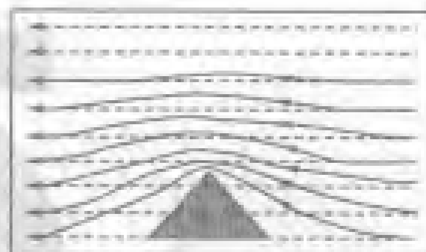


图 1-34　岬角效应示意图

4. 海岸效应

因摩擦作用，当气流沿海岸线方向流动时，如果陆地在气流方向的右侧，流线会变密，气流增强；反之，如果陆地在气流方向的左侧，流线会变疏，气流减弱，如图 1-35 所示。

七、涡度与散度

空气水平运动的形式是多种多样的，常见的流场形式包括平直型、波状型、辐散与辐合、气旋性弯曲与反气旋性弯曲、气旋性切变与反气旋性切变等基本型式。

为了进一步理解大气运动的型式及其与天气的关系，下面简单介绍涡度与散度的概念，它们都是描述空气运动的常见物理量。

1. 涡度

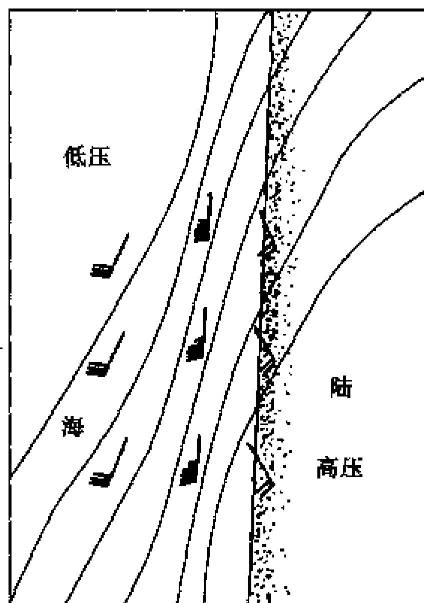


图 1-35 海岸效应示意图

如图 1-36 所示，当一片树叶掉在河中时，由于河流的中心流速快，靠近两岸流速慢，于是树叶就会旋转起来，靠近左岸的树叶逆时针旋转，靠近右岸的树叶顺时针旋转。大气也是流体，当空气质点运动速度分布不均匀时同样会有涡旋产生。

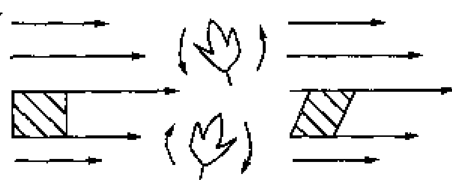
在实际大气中，特别是低层大气的运动，以涡旋运动（简称涡动）为其主要型式，如气旋、反气旋等。为了定量地描述涡旋运动的强弱，气象学引进涡度（类似于数学中旋度）的概念。

对于绕垂直轴旋转的水平涡旋，其涡度 ζ 的大小为

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \tag{1-42}$$

式中，u、v 分别表示沿 x、y 轴的风速分量（规定：x 轴向东，即西风为正；y 轴向北，即南风为正）。

在北半球，当南风沿 x 方向增加，即 $\frac{\partial v}{\partial x}>0$，或西风沿 y 方向减小，即 $\frac{\partial u}{\partial y}<0$ 时，空气逆时针方向（气旋式）旋转，这时 $\zeta>0$，称为正涡度；反之，当 $\frac{\partial v}{\partial x}<0$ 或 $\frac{\partial u}{\partial y}>0$ 时，空气顺时针方向（反气旋式）旋转，这时 $\zeta<0$，称为负涡度。在南半球旋转方向相反，空气顺时针方向旋转为正涡度，空气逆时针方向旋转为负涡度。因此，涡度值的大小反映空气水平旋转的强弱程度。


图 1-36 涡度示意图

涡度是矢量。正涡度（气旋）与上升运动相联系，常对应云雨天气，负涡度（反气旋）则与下沉运动相联系，对应晴好天气。

涡度的分布、变化与天气系统的发生、发展密切相关。例如，当气旋中的正涡度随时间增加时，则气旋加深，反之，则气旋减弱；当反气旋中的负涡度随时间增加时，则反气旋加强，反之，则反气旋减弱。

2. 散度

散度是描述风场的另一个物理量，其表达式为

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \tag{1-43}$$

当风速分量顺风增大，即 $\frac{\partial u}{\partial x}>0$，$\frac{\partial v}{\partial y}>0$ 时，流出的量大于流入的量，即出现辐散；反之，当风速分量顺风减小，即 $\frac{\partial u}{\partial x}<0$，$\frac{\partial v}{\partial y}<0$ 时，表示流出量小于流入的量，即表示辐合。散度与垂直运动密切相关，当低层水平辐合（气旋）时，伴随上升运动；当低层水平辐散（反气旋）时，伴随下沉运动。

此外当某地上空气流辐散时，气压下降；反之，当气流辐合时，则气压上升。这表明散度与局地气压变化有密切关系。

思考题

1. 分别写出水平气压梯度力和地转偏向力的表达式，推导地转风公式，并讨论其物理意义。

2. 分别简述自由大气层和摩擦层中的风压定律。

3. 根据梯度风公式，解释为什么高压外围边缘和低压近中心区域常出现大风。

4. 绘图说明摩擦层中风随高度的变化规律。

5. 简述自由大气层中风随高度的变化规律。

第五节　大气环流

大气环流(general circulation)一般是指大范围空气运行的现象，它的水平尺度在几千千米以上，垂直尺度在十千米以上，时间尺度在10^5 s以上。这种大范围的空气运行不仅制约着天气的变化，而且是气候形成的基本因素之一。天气学的理论和实践表明，大气环流的异常发展必将导致天气、气候的反常。在天气气候学中常把多年(一般需30年)平均状况视为正常状况，而所谓异常就是指对多年平均状况的偏差(或称距平)。因此，大气环流反映了大气运动的基本状态，并孕育和制约着较小规模的气流运动。

一、决定大气环流的基本因子

大气环流的基本状况是由若干影响程度不同的因子决定的，其中最重要的是：太阳辐射随纬度的不均匀分布、地球自转、海陆分布和高大地形。

1. 太阳辐射与单圈环流

太阳辐射虽然是大气环流的最终能源，但驱动大气运动的真正原因是太阳辐射能在地表面上的不均匀分布。假定地球不自转，地表平坦，下垫面均一，只考虑太阳辐射随纬度的不均匀性来研究地球的大气环流。由于赤道和低纬地区是辐射源，温度高，产生上升气流，而且气压随高度的降低缓慢；高纬和极地是辐射汇，温度低，产生下沉气流，而且气压随高度的降低加快。在对流层高层就产生了由赤道指向极地的气压梯度，同时在低层出现指向赤道的气压梯度。因此，在赤道和极地间构成一个巨大的理想的直接热力环流圈(见图1-37)，即所谓"单圈环流"。但是，这种单圈环流实际上是不可能存在的，这说明太阳辐射能随纬度分布的不均匀性所造成的非绝热加热虽然是决定大气环流的重要因子，但不是唯一的因子，大气环流的状态还取决于其他因子。

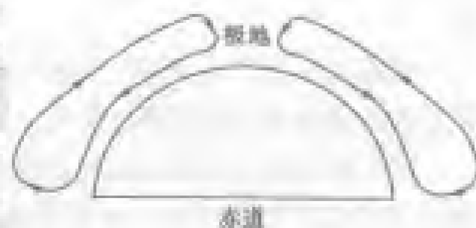


图1-37　单圈环流示意图

2. 地球自转与三圈环流

大气是在自转的地球上运动，大规模的空气运动必然受到地转偏向力的作用，迫使运动空气的方向偏离气压梯度力方向。假定地表平坦，下垫面均一，在太阳辐射随纬度不均匀和地球自转(地转偏向力)二个因子的作用下，产生三圈环流，即赤道环流或哈德莱环流，极地环流和

中间环流。

如图1-38所示，当赤道低纬上升的暖空气向极地流动时，在地转偏向力的作用下，气流逐渐向纬圈方向偏转（北半球向右，南半球向左），直到30°纬圈附近向极地气流完全消失。于是，在纬度30°一带发生空气质量堆积，形成副热高压带。副热带高压低层空气向四周流散，其中向低纬度方向流去的气流在地转偏向力作用下，北半球形成东北信风带，南半球形成东南信风带，信风气流正好补偿了热带赤道上升的空气，形成了一个闭合环流圈称为赤道环流或哈德莱环流。副热带高压低层向极地方向流去的气流在地转偏向力作用下，形成盛行西风带。极地高压辐散的干冷气流在地转偏向力作用下，形成极地东风带。西风气流与东风气流在纬度60°附近相遇，形成副极地低压带，低压上升气流的一部分向极地流去，与极地高压的下沉气流形成的闭合环流称为极地环流。低压上升气流的另一部分流向低纬，与副热带高压的下沉气流形成的闭合环流称为中间环流。

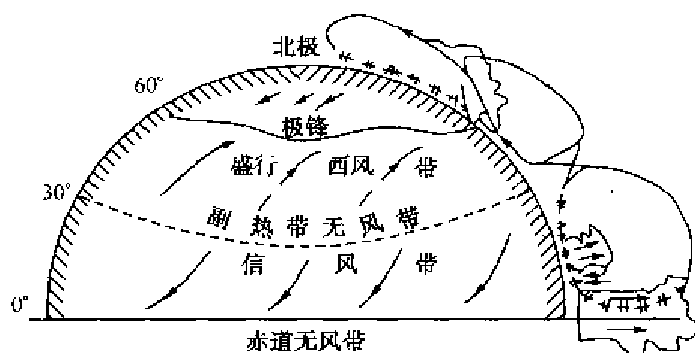


图1-38　三圈环流示意图

可见，在太阳辐射随纬度不均匀和地球自转的共同作用下，在南北两半球的经圈剖面内各自形成三圈环流，而在水平面上则形成了东、西风带和分隔它们的副极地低压带、副热带高压带和赤道低压带。

实际上，大尺度的空气运动正是气压梯度力和地转偏向力基本平衡但又不能完全平衡的准地转运动。这充分说明地球自转是决定大气环流的基本因子之一。

3. 海陆不均匀分布

海陆热力性质差异表现在三方面：(1)辐射性质差异：太阳辐射在陆地只限于一个薄层内，而在海洋里可以达到几十米深。因此，陆地上的温度远比海洋上温度对太阳辐射敏感得多。(2)热容量差异：海水的热容量是陆地热容量的两倍，海洋升温和降温速度远小于陆地。(3)海水具有流动性：海水的流动使热量在较大范围和较深的层次内均匀分布。

地气系统辐射差额随纬度的不均匀分布主要造成沿经线方向的不均匀加热和南北向的温度梯度。海陆分布所造成的不均匀加热和温度梯度主要是沿纬圈方向的。这种沿纬线的温度梯度叠加到沿经线的温度梯度上面就使纯纬向的温度场发生经向扰动。海陆分布对气温的影响不只局限于地面层，通过空气的湍流混合可以影响到整个对流层，并进而反映到对流层的气压场上来。冬季大陆是冷源，使其上面的空气变冷，而海洋是热源，使其上面的空气变暖。当空气出陆地移向海洋时，在陆面上不断冷却降温，常在大陆东岸形成温度场中的冷舌和高度场中相应的高空低压槽。冬季亚洲和北美大陆东岸的半永久性低压槽，就是在大陆的冷却作用下形成的。当空气离开陆地在海洋上运行时，不断受热增温，常在大洋东部形成暖区和相应的高空高压脊，如图1-39所示。夏季的情况与冬季相反，大陆东岸容易出现高空脊，大洋东部容易出现高空槽。可见海陆分布引起的不均匀加热可以在一些特定的地理区域上产生西风带的扰动。由于海陆的不均匀加热有明显的年变化，所以它对大规模风系的年变化（季风现象）必将发生重要的作用。世界上最明显的季风区就在亚洲南部，冬季盛行东北季风，夏季盛行西南季风。

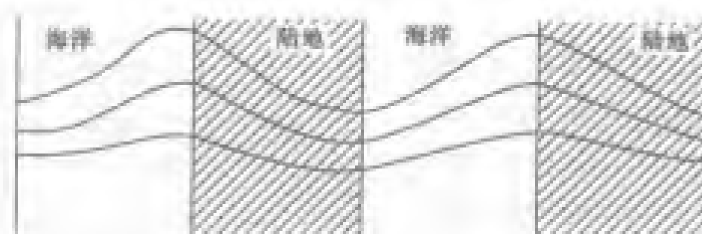


图1-39 海陆热力性质差异形成槽脊示意图

4. 高大地形影响

高大地形(山脉起伏)在大气中作为一个固定的不规则的边界必然要对大气运动产生热力的和动力的作用。

动力作用强迫气流过山时发生爬升和绕流,哪一种占优势要看山脉的形状和大气的稳定度而定。在纯粹爬越的情况下,在迎风坡,由于气柱的垂直厚度被压缩,将引起水平辐散,从而导致槽在迎风坡变浅,脊变强;反之,在背风坡,气柱的垂直厚度被拉长,将引起水平辐合,从而导致槽在背风坡加深,脊减弱。这种气流爬山的效应能在山脊的迎风坡产生"地形高压脊",在背风坡产生"地形低压槽"。东亚沿岸和北美东岸,冬半年经常存在的高空大槽,虽然其形成同海陆温差有关,但同西风气流爬越巨大青藏高原和落基山的动力减压亦有一定关系。如果地形过于高大或气流比较浅薄,那么气流过山时就有绕流运动发生。例如,青藏高原会迫使西风带分支。由于高原南北两侧气压梯度加大,这里的风速也最强,于是常形成南北两支西风急流,这种现象在冬季非常明显。此外,地形绕流还会产生强迫性槽脊,在高原北侧形成脊区,南侧形成槽区。冬季500 hPa图上孟加拉湾地区经常出现低槽,而高原北部80°E附近常出现"新疆脊",就与青藏高原的动力作用有关。

在热力作用方面,像青藏高原这样的大地形矗立在大气之中,由于其热力性质与四周大气迥然不同,冬季它是一个冷源,夏季是热源。这种热力作用使大气温度场产生扰动,并进而使气压场产生相应的槽脊。

由于大地形作用是在固定的地理位置上发生的,它使得大气在这些固定地区受到扰动,因此地形对大气环流的状态必定发生重要作用。

二、气压带和行星风带

由大气环流理论得知,在地表均匀的情况下,使南北半球的近地面层中出现了四个气压带,由赤道向极地依次为赤道低压带,副热带高压带,副极地低压带和极地高压。与此相应形成了赤道无风带、信风带、副热带无风带、盛行西风带和极地东风带五个行星风带,如图1-40所示。

1. 信风带(Trades)

位于副热带高压带与赤道低压带之间,平均位置在南北纬10°~28°附近。北半球吹东北信风,南半球吹东南信风。信风带的特征是风向常年稳定少变,风力3~4级,天气晴朗,大洋西部降水较多,位置随季节南北移动。

2. 盛行西风带(Westerlies)

位于副热带高压带与副极地低压带(纬度30°~60°)之间。在北半球低层吹西到西南风,在南半球低层吹西到西北风。在西风带中,天气系统在高空西风的带动下从西向东运行,以槽脊为背景的气旋与反气旋交替出现,来自北方的冷气团和来自南方的暖湿气团在此相遇,形成

锋面，使西风带多锋面气旋活动，常伴随大风和云雨天气。在南半球西风带中，常年盛行强劲的西风，7 级以上的大风频率每月可达 10 天以上，故有“咆哮西风带”之称。

3. 极地东风带（Polar Easterlies）

位于南北纬 60°～90°之间，极地高压向南（北）辐散的气流，在地转偏向力作用下，北半球吹 E～NE 风，南半球吹 E～SE 风。

4. 赤道无风带（Doldrums）

平均位于南北纬 10°范围内，其天气特征是：对流旺盛、平流微弱、云量多、高温、高湿、多雷雨、风力微弱不定向，位置随季节南北移动。

5. 副热带无风带（Horse Latitudes）

位于信风带和西风带之间（南北纬 30°附近）。副热带无风带内部多下沉气流，大气晴朗、温暖、微风，陆上干燥、海上潮湿。

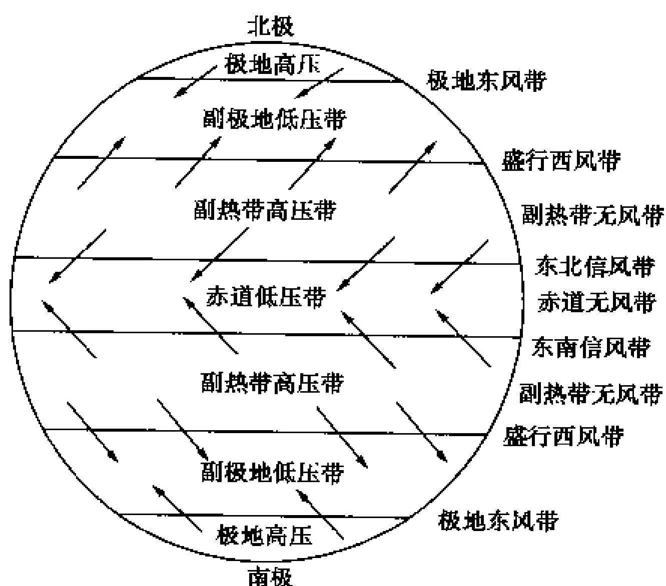


图 1-40 气压带和行星风带

三、对流层平均气压场的基本特征

1. 对流层中上层的平均水平环流

在北半球对流层中，中上层的平均水平环流形式是西风带上叠加着大尺度的平均槽、脊。1 月份 500 hPa 等压面图上西风带有三个平均槽，分别位于亚洲东岸 140°E 附近的东亚大槽、北美东岸 70°W～80°W 附近的北美大槽和乌拉尔山西部的欧洲浅槽。在三槽之间并列着三个脊，脊的强度比槽弱得多。7 月份，西风带显著北移，槽脊的位置也发生很大变动，即东亚大槽东移入海，原欧洲浅槽已不存在，并变为脊，而欧洲西岸和贝加尔湖地区各出现一个浅槽，北美大槽位置基本未动。因此，夏季高空西风带呈四槽型。

2. 海平面气压场的基本特征

在对流层低层，由于地表海陆性质差异和地表起伏不平所引起的热力、动力变化，使环流沿纬圈的不均匀性更加显著，水平环流在月平均海平面气压分布图上主要表现为一个个巨大的高、低压中心系统。如图 1-41 所示，1 月北半球主要受四个大范围的气压系统（两个大低压和两个冷高压）控制，一个大低压在北太平洋的阿留申群岛附近，中心强度为 1 000 hPa 左右，称为阿留申低压；另一个在北大西洋的冰岛附近，中心强度为 995 hPa，称为冰岛低压。两个冷高压分别出现在欧亚大陆和北美大陆上。在欧亚大陆上的冷高压中心强度为 1 035 hPa，称为西伯利亚高压或蒙古高压；在北美大陆上的冷高压中心强度为 1 020 hPa，称为北美高压。副热带的高压有两个主要中心，一个在太平洋，一个在大西洋，范围甚小，位置偏南，强度较弱。南半球副热带高压分裂成三个高压中心，分别位于南太平洋、南印度洋和南大西洋上，中心气压值都在 1 020 hPa 左右。而在澳大利亚大陆、非洲南部和南美大陆分别形成三个暖性低压，中心气压值在 1 006～1 009 hPa 之间。

如图 1-42 所示，7 月北半球大陆上发展了两个低压，出现在亚洲南部的低压称印度低压或亚洲低压，中心强度为 997 hPa；出现在北美西南部的低压称北美低压，中心强度为 1 011 hPa。原在海洋上势力很强的阿留申低压和冰岛低压仍然存在，但强度已大为减弱，位置偏北。海洋

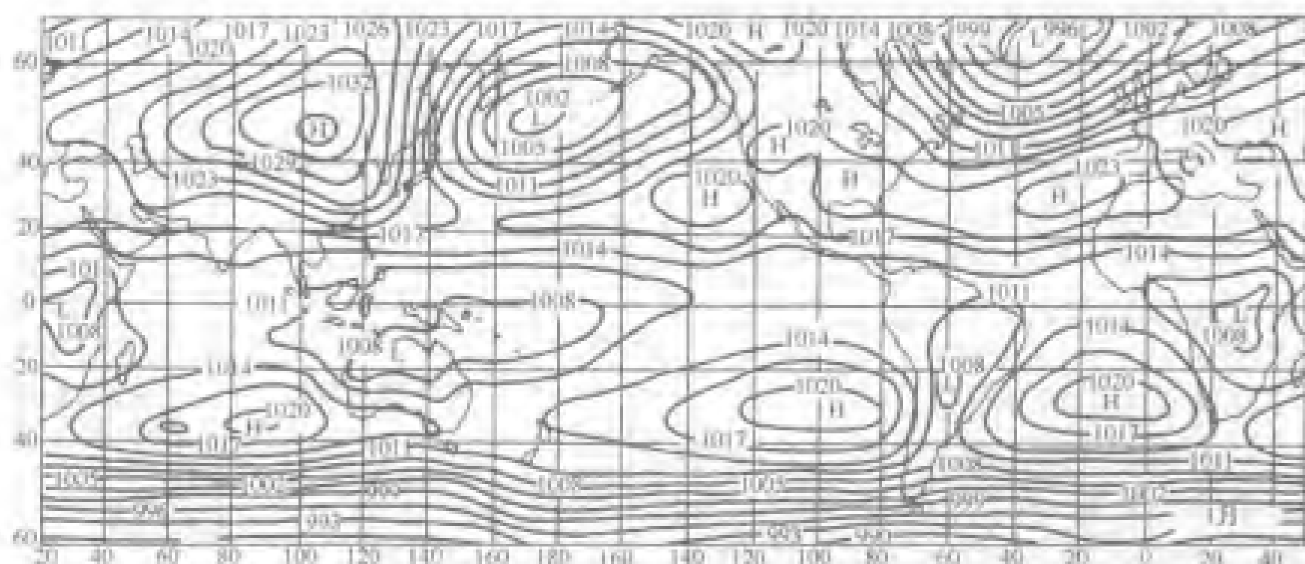


图 1-41　1 月平均海平面气压分布

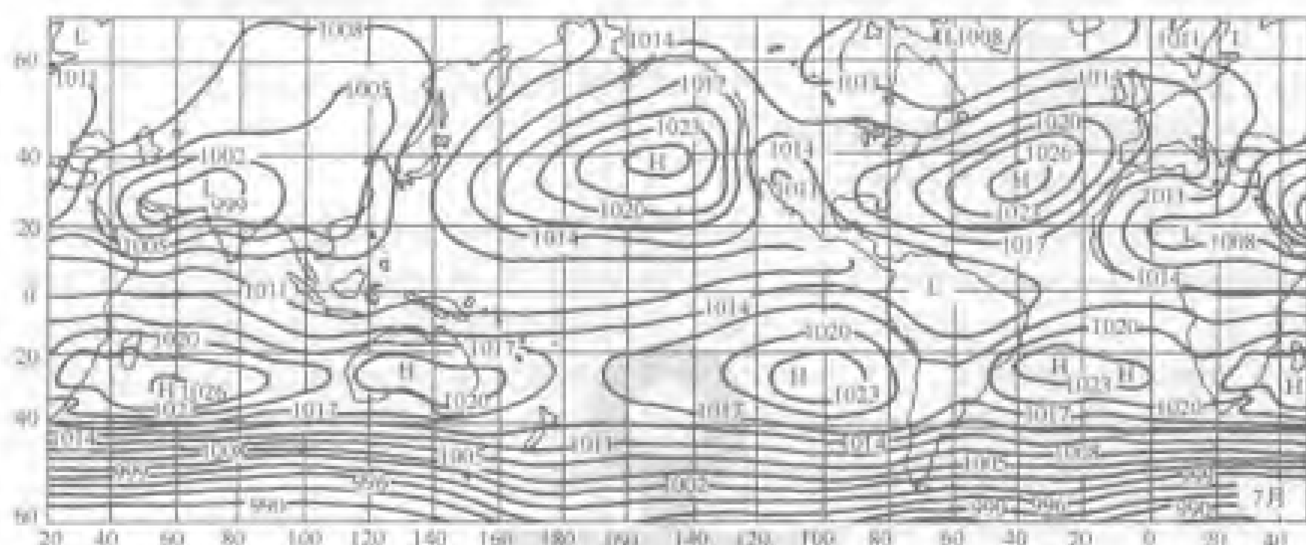


图 1-42　7 月平均海平面气压分布

上的北太平洋副热带高压（又称夏威夷高压）、北大西洋副热带高压（又称亚速尔高压），强度增强，范围扩大，位置北移，几乎占据整个北大洋，中心气压值增至 1 027 hPa 左右。南半球海洋上的副热带高压与澳大利亚大陆、非洲南部和南美大陆分别形成的高压连在一起，呈带状分布，几乎环绕全球，中心气压值超过 1 020 hPa。

春秋两季属于过渡季节，北半球春季，原有的四个大气活动中心减弱，副热带高压开始增强。

以上冬、夏季在平均海平面气压分布图上出现的大型高、低压系统，称为大气活动中心。大气活动中心的形成与下垫面性质有很大关系。北半球海陆交错分布，下垫面对大气的冷热源作用随季节变化，因此大气活动中心随季节有很大变化。南半球海陆分布规整，陆地面积较小，大气活动中心随季节变化不明显。通常将全年始终都存在的大气活动中心称为永久性大气活动中心，随季节改变的称为半永久性大气活动中心。例如赤道低压带、海上副热带高压、南极高压、冰岛低压、阿留申低压和南半球副极地低压带等常年存在，只是强度、范围随季节

有变化，均属于永久性大气活动中心。而陆地上的亚洲低压（印度低压）、北美低压、西伯利亚高压、北美高压、澳大利亚高压、南美高压、非洲高压、澳大利亚低压、南美低压和非洲低压等只是季节性存在，均属于半永久性大气活动中心。大气活动中心的位置和强弱反映了广大地区大气环流运行的特点，其活动和变化对其附近甚至全球的大气环流，对高低纬间、海陆间水分和热量交换，对天气、气候形成和演变都起着重要作用，它们是制作天气预报的主要背景条件。

四、季风环流

通常，将大范围地区的风向随季节而有规律显著改变的盛行风称为季风（monsoons）。所谓有显著改变的含义是指1月与7月盛行风向的转变角度至少120°，盛行风向的频率超过40%。

1. 季风的成因和分布

季风的形成与多种因素有关，但主要是海陆间的热力差异以及这种差异的季节变化，其他如行星风带的季节性移动和高大地形的热力、动力作用等。通常将海陆热力差异形成的季风称为海陆季风，将行星风带的季节移动形成的季风称为行星季风。

（1）海陆季风

海陆季风（Sea-land Monsoon）是由海陆之间热力差异引起气压的季节变化形成的，规模很大，是一年内风向随季节变化的现象。由于一年中海陆的增热和冷却程度不同，所以季风与海、陆气压的年变化有密切关系。冬季大陆上高压发展，而海洋上则低压发展，水平气压梯度的方向由陆地指向海洋，形成了从陆地吹向海洋的冬季风；夏季则相反，大陆上低压发展，海洋上则高压发展，水平气压梯度的方向由海洋指向陆地，形成了从海洋吹向大陆的夏季风，如图1-43所示。

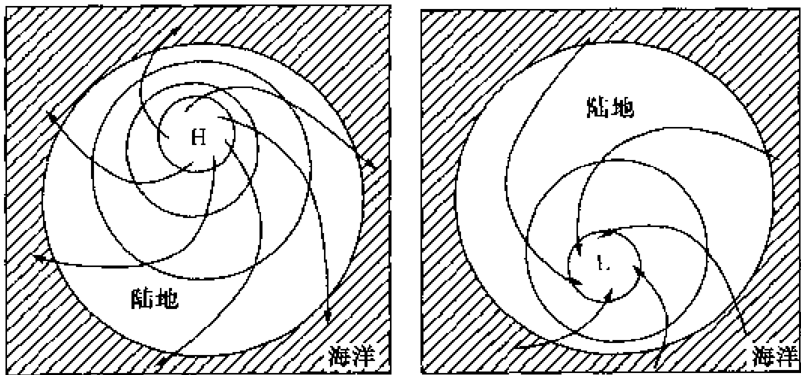


图1-43　海陆季风形成示意图

（2）行星季风

行星风带随季节有南北移动的规律，由此引起风向季节性转变而形成的季风称为行星季风（Plantary Monsoon）。地球上存在的五个风带在北半球夏季向北移动，南半球夏季向南移动。这样，冬季西风带的南缘地带，夏季就可能变成东风带；冬夏的盛行风就会发生约180°的变化。这种风向转变的区域基本呈带状分布，可以发生在沿海、内陆以及大洋中部。这种季风在赤道和热带地区最明显，所以，常称之为赤道季风或热带季风。

（3）青藏高原等大地形的作用

青藏高原的平均海拔高度是4 km，东西长约3 000 km，南北宽约1 600 km。巨大而高耸的青藏高原与周围自由大气之间同样存在着季节性热力差异，必然产生类似于季风的现象。

冬季，高原是冷源，高原低层形成冷高压，盛行反气旋环流，其东南侧盛行北到东北风，与东亚冬季风一致。在夏季，高原是热源，低层形成热低压，盛行气旋性环流，其东侧出现西南风，使夏季西南风加强。夏季，青藏高原巨大的热源有助于高层南亚高压和东风急流的形成、维持。模拟实验表明，如果不存在青藏高原，南亚季风现象就会明显减弱。因此，青藏高原大地形的作用是南亚夏季风维持和加强的重要原因之一。另外，冬季由于大地形阻挡作用，冷空气进入南亚后强度明显减弱，南亚冬季风的强度亦较弱。

实际上，某一地区的季风往往是由特定的海陆分布、行星风带的季节性位移和地形等多种因素共同作用的结果。例如，温带和副热带季风的形成除海陆热力差异之外，往往还包含行星风带季节性位移的作用；而赤道和热带季风的形成除行星风带季节性位移之外，也包含海陆热力差异的作用。较大的地形常常是改变季风强度和方向的不可忽视的因素。此外，各地区由于所处纬度和地理条件等的不同，季风的强度、特点也各有所异。

（4）季风的分布

世界上季风区域分布甚广，主要集中在南亚、东亚、东南亚和赤道非洲四个区域，如图1-44所示。此外，在澳大利亚也有一些季风区。

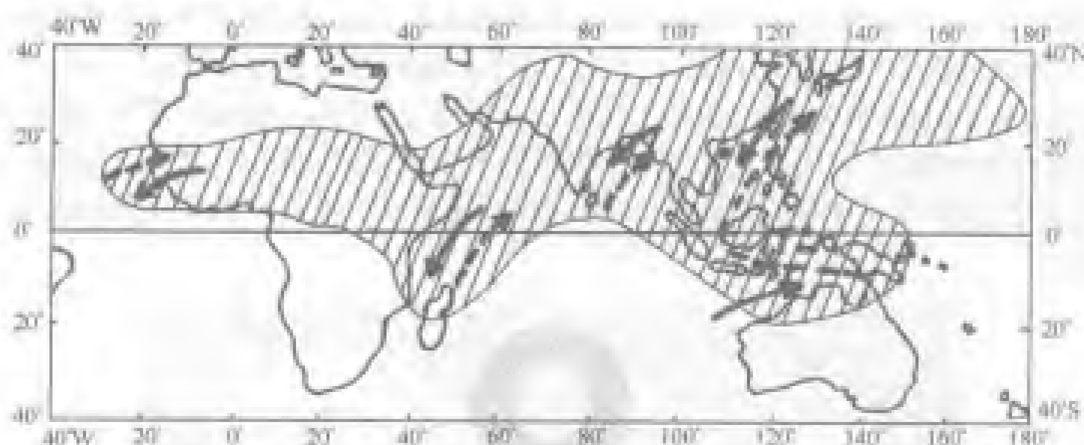


图1-44 世界上主要季风区域分布

2. 东亚季风

东亚是世界上著名的季风区，这主要是由于海陆热力差异形成的。这里位于世界上最大的大陆——亚欧大陆的东南部和世界上最大的海洋——太平洋之间，气温梯度和气压梯度的季节变化比其他任何地区都显著，所以，这一地区发生的季风强度大，范围广。它的范围包括我国东部、朝鲜、日本等地区和附近海域，如图1-45所示。

冬季，西伯利亚高压盘踞着亚欧大陆，寒潮和冷空气不断爆发南下，高压前缘的偏北风就成为亚洲东部的冬季风。冬季风的强弱和稳定程度主要取决于大陆冷高压的强度和移动情况。高压强时冬季风就强，反之就弱；高压稳定少动时则冬季风的变化也小。冬季风的建立，通常要经过几次冷空气的爆发才能建立和稳定下来。冬季风建立后也并非定常，而是随着大陆冷空气的不断增强、爆发和减弱，冬季风也一次次增强、减弱，甚至中断，通常把冬季风一次次加强的过程称为季风潮，而把季风减弱，甚至在一定时期的完全破坏称为季风中断。这样一次循环大约需10～15天，在冬季风盛行时期，每月可有2～3次季风潮。

在冬季风盛行时期，由于东亚各地所处高压部位的差异，冬季风的方向不尽相同。通常渤海、黄海北、中部及日本附近海面都盛行西北风；黄海南部和东海北部盛行北风，有时吹东北

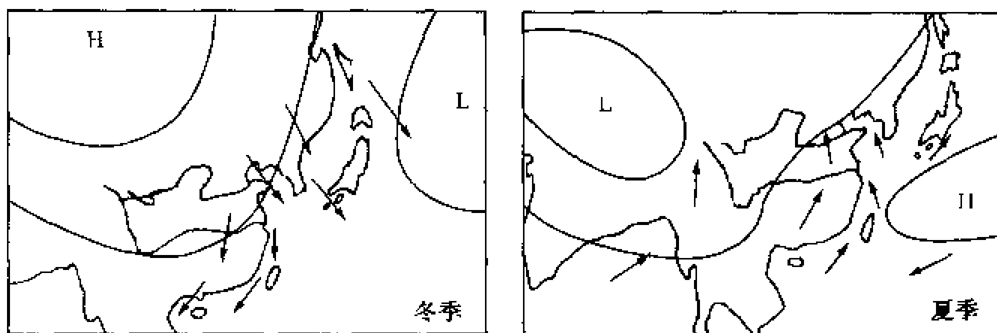


图1-45　东亚季风示意图

风；东海中部和南部盛行东北至北风，以东北风占多数。我国台湾附近海面及南海，东北风占绝对优势，频率高达70%以上。一次冷空气活动，黄、渤海和东海的风力在5~6级左右，寒潮南下时，最大风力可达8~12级。

夏季，亚洲大陆为热低压控制，同时，太平洋副热带高压西伸北进，因此，高低压之间的偏南风就成为亚洲东部的夏季风。由于暖性低压的气压梯度不如冬季冷高压前部的气压梯度大，所以夏季风比冬季风弱。夏季风存在着强度不同的准周期性变化，经常出现季风增强和中断现象。季风增强时期不仅风速加大，雨量也加大；季风中断时，则大部分地区没有雨。一般每月都有几次强度不等、时间长短不同的变动过程，每次季风增强的过程大致持续5~10天。

夏季风时期的风向，在东亚各地也不尽相同。渤海盛行东南风，黄海和东海盛行东南至南风，日本海及日本以东洋面盛行南至西南风或西风。南海南部海区以及菲律宾以东直至140°E洋面盛行西南风，140°E以东洋面则以东风为主，这里已不属季风影响范围。与冬季风相比，夏季风风向稳定性较差，风力也较小。

东亚季风对我国、朝鲜和日本等地的天气和气候影响很大。冬季风盛行时，这些地区具有低温、干燥和少雨的气候特征；当夏季风盛行时，则表现为高温、潮湿和多雨的气候特征。

3. 南亚季风

南亚季风区域较广，包括北印度洋及其周围的东非、西南亚、南亚、中印半岛一带，并与东亚季风区相连。南亚季风以印度半岛和北印度洋表现最显著，因此，又称印度季风。

南亚季风主要是由于行星风带的季节性位移引起的，但也有海陆热力差异和青藏高原大地形的影响。

冬季，如图1-46所示，行星风带南移，赤道低压带移到南半球，亚洲大陆高压强大，其南部的东北风就成为亚洲南部的冬季风。因为亚洲南部远离大陆高压中心，并有青藏高原的阻挡，再加上印度半岛面积相对较小，纬度较低，海陆之间气压梯度较弱，所以，冬季风不强。自11月至次年4月，北印度洋在东北季风控制下，风力一般为3~4级，被称为北印度洋航海的“黄金季节”。在冬季风最盛期，季风区可越过赤道转变为西北季风，可影响到10°S以北的海域。

夏季，行星风带和气压带北移，南半球的东南信风越过赤道进入北半球之后，受地转偏向力作用转变为西南风。与此同时，亚洲南部大陆增温强烈，形成高温低压区，低压中心位于印度半岛北部，而此时南半球为冬季，澳大利亚高压发展，并与南印度洋副热带高压合并加强，位置偏北，使这一地区由南向北的气压梯度加大，南来气流跨越赤道后，受北半球地转偏向力的作用，形成西南风。这样，西南信风与西南季风叠加在一起，造成了北印度洋夏季的西南风特别强大，成为世界海洋上最著名的狂风恶浪区之一。另外，印度半岛的岬角效应和青藏高原大

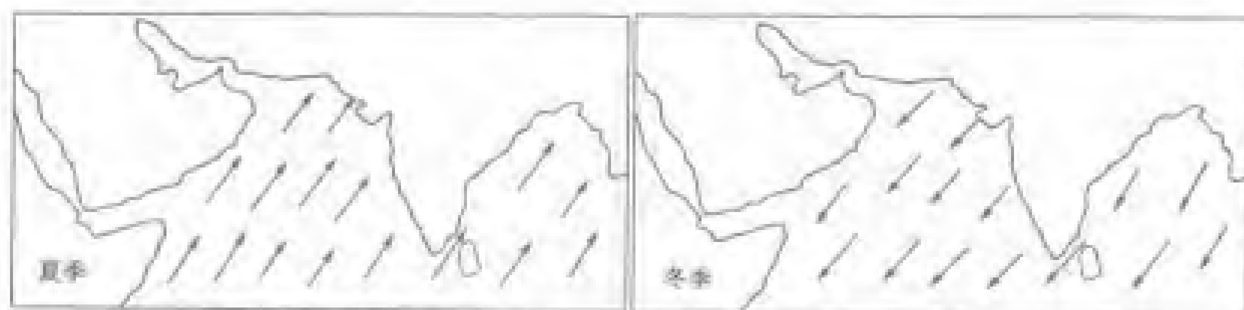


图1-46　南亚季风示意图

地形的存在对维持和加强南亚夏季风起了重要作用。南亚夏季风一般从5月份起，小型船只就停止在该海区航行，从7月初至8月末，西南季风的风力常达8～9级以上，并伴有暴雨，给船舶的安全航行造成一定困难。9～10月风力逐渐减小。

南亚季风和东亚季风一样也是冬季干燥，夏季潮湿，但是它和东亚季风有一个明显差别，即南亚夏季风比冬季风强。每年5月由冬季风转为夏季风，而10月由夏季风转为冬季风。

综上所述可知，东亚季风与南亚季风的主要成因不同，性质也不相同，从两区的季风气候特点来看，主要有以下几方面的差别。

首先，南亚由于北面有喜马拉雅山脉和青藏高原的屏障，冬季风并不明显，夏季风强于冬季风；东亚冬季则受北方冷空气的影响强烈，冬季风强于夏季风。

南亚夏季风来得很快，气象学上称为季风爆发，表明它迅速到来。东亚夏季风到来很慢，4月初夏季的东南季风已见于广东沿海，但到6月底才到达华北北部和东北地区；相反，东亚冬季风却来得很快，大约不用一个月，即能从渤海扩展到南海。

4. 其他地区的季风

（1）北澳、印尼和伊里安的季风远比亚洲季风弱。南半球夏季（12～3月）澳大利亚大陆强烈增温，在北部形成低压中心，此时北半球的东北信风越过赤道转变为西北季风，使西被印度洋上的西北季风区向东扩展到170°E的南太平洋海面。西北季风期潮湿多雨，澳大利亚西北沿岸常出现雷暴天气，可以观测到短时5～8级大风和阵雨现象。南半球冬季（6～9月）吹东南风。

（2）西非的季风从塞内加尔到塞拉利昂的西非沿岸一带，有西南季风与东北季风交替的现象。夏季东南信风越过赤道变成西南季风，控制着75°W以东，15°N以南的低纬地带。在塞内加尔约有四个月（5～8月）的西南季风期，其余时间为东北季风。塞内加尔以南西南季风持续的时间加长，到几内亚的西非海岸，几乎一年四季都为西南风所控制。这里的西南季风与印度的西南季风相似，潮湿多雨，在它控制下是雨季；东北季风来自大陆，干燥少雨，在它控制下是旱季。当东北风强大时，几内亚湾沿岸一带就会爆发一种当地称为"哈马丹"（Harmatans）的东北季风，这种风十分干燥，并带有大量尘霾，能见度极坏，一般持续1～2天，有时持续5～6天。

（3）北美与南美的季风在北美大陆东岸与南岸具有类似季风的风向转换现象，但除得克萨斯地区外，并不十分明显。得克萨斯冬季（10～4月）吹北风，这种风有时十分强大而且寒冷，爆发时能影响到墨西哥沿岸；夏季吹南风。在北美东岸和西北大西洋冬季具有类似季风的西北风，而在夏季转为西南风，冬夏风向转变不甚明显。

在南美洲，只有巴西东海岸有较明显的季风，从布立科角到南回归线，7 月份为东南风，1 月份则为东北风或东风。

五、局地环流

1. 海陆风

在沿海一带由海陆热力差异而产生的具有明显日变化的周期性风系称为海陆风环流。白天，陆地增热比海洋快，陆上气压降低，出现由海洋指向陆地的气压梯度。所以白天近地面层的风由海洋吹向陆地叫海风（sea breeze），在某一高度以上风又从陆地吹向海洋；到了夜晚，陆地散热冷却比海洋快，气压很快增高，气压梯度与白天相反，近地面层的风由陆地吹向海洋叫陆风（land breeze），在某一高度以上风又从海上吹向陆地（如图 1-47 所示）。海陆风可以出现在不同纬度的沿岸地区，但以热带地区最为突出。一方面因为热带气温的日变化比中高纬度显著，另一方面，热带气压梯度小，风速也小，有利于局地气压梯度迅速形成。

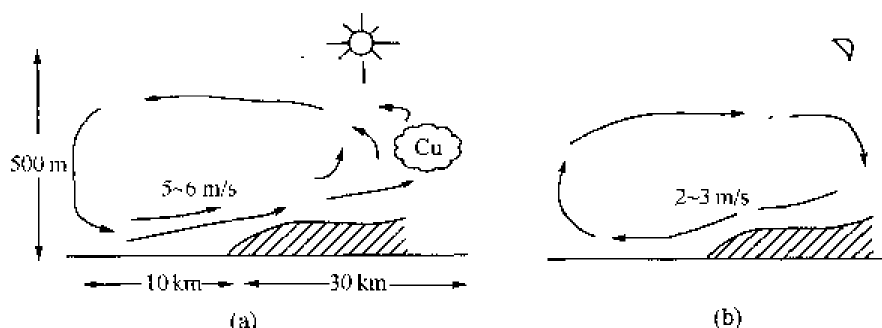


图 1-47 海陆风示意图

通常，海风比陆风强，海风可达 5 ~ 6 m/s，陆风只有 2 ~ 3 m/s；海风的水平范围和垂直厚度也比陆风大。在热带地区，海风可深入内陆 50 ~ 100 km，而陆风入海距离不超过 10 km。在热带地区，海风的垂直厚度可达 1 km 左右，而陆风一般不超过 500 m。

海风和陆风的转换时间随地区和天气条件而异。通常，海风始于 8 ~ 11 时，到 13 ~ 15 时最强，日落后明显减弱，20 时后转为陆风。如果是阴天，海风出现的时间要向后延迟，有时到中午 12 时左右才出现，强度也明显减弱。在海风和陆风交替期间可暂时出现静风，在低纬地区，特别是傍晚无风时，使人有异常闷热之感。

海风从海上带来大量水汽，使陆上空气湿度增大，有时会形成雾和降水。海风还可以使陆地气温降低，所以，沿海地区夏季不十分炎热。

海陆风通常出现在大范围气压场比较均匀，即等压线比较稀疏的天气形势下。当大范围气压场的气压梯度较大时，海陆风往往被这种大范围的风场所淹没。

2. 山谷风

在山区，白天自谷底沿山坡吹向山顶的风称为谷风（valley Breeze）；夜间自山顶沿山坡吹向谷底的风称为山风（mountain Breeze）。与海陆风类似，它是由于山顶的气温与山谷上空同高度的气温差异产生的局地热力环流，如图 1-48 所示。

谷风一般在日出后 9 ~ 10 时开始，午后最强；日落后山风开始，逐渐增强，到日出前最强。在背阴的峡谷中，谷风出现的时间会向后延迟，持续时间也会缩短。通常，谷风比山风强些。山谷风在夏季较明显、冬季较弱。除山地外，高原和盆地边缘也可能出现与山谷风类似的风。

在我国沿海，不少港口都能观测到明显的海陆风。有些港口因受地形影响，海陆风与山谷

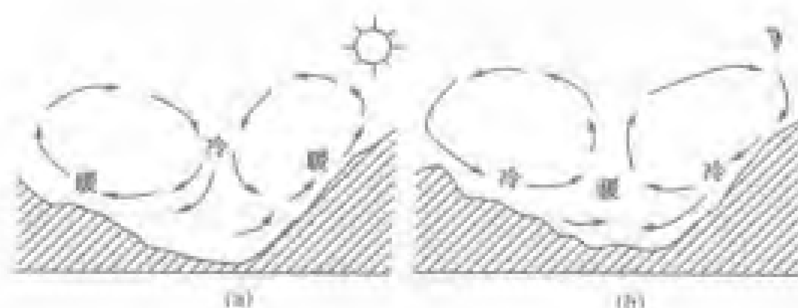


图 1-48 山谷风示意图

风往往同时出现，由于两者叠加作用的结果使向岸风（海风＋谷风）和离岸风（陆风＋山风）都相当显著。例如，秦皇岛和连云港就是如此。

3. 布拉风

从山地或高原经过低矮隘道向下倾落寒冷而又干燥的风暴，称布拉风。典型的布拉风出现在黑海的冬季，其破坏力很大，最大风速可达 40～60 m/s，气温可迅速降低到 －27 ℃，可造成严重的"船舶积冰"。类似现象在土耳其沿海和亚得利亚海均可出现。

4. 其他地方性风

因特殊地理位置、地形或地表性质等影响而产生的，带有地方性特征的局部范围的风，称为地方性风。它常由地形动力作用或地表热力作用引起。其他地方性风甚多，可参见表 1-7。

表 1-7 其他地方性风的风

名称	地域	季节	风向	特性
贝拉风（Belat）	阿拉伯南岸	12～3 月	N，NW	寒冷干燥强陆风
布拉克菲德风（Brickfielder）	澳大利亚南岸	夏	N	热风
可乐诺风（Cromoso）	墨西哥东岸	发生热带低压时	S	强烈南风
艾艺风（Elephanta）	印度洋锡兰海岸	9～10 月	S，SE	西南季风尾声
地中海季风（Etesian）	地中海东部	夏	N	山风
格烈风（Gregale）	地中海马耳他	冬	NE	强烈
哈麦丹风（Harmattan）	非洲西岸佛得角与几内亚湾间	冬	E	干燥东风挟带红沙，可吹离海岸数百里，造成能见度障碍
考斯风（Kaus）	波斯湾	12～4 月	SE	与夏马风交替
喀新风（Khamsin）	亚丁湾	7～9 月	N	挟带沙尘暴
利凡脱风（Levanter）	直布罗陀海峡	夏	E	常伴潮湿云带，风力强时形成强涡流
拉维奇风（Leveche）	西班牙	常有	SE	干热有沙尘
麦斯楚风（Maestro）	地中海北部		NW，N	干冷
东北风（Northeaster）	北太平洋海岸		NE	强烈
诺色风（Norther）	墨西哥湾	12～4 月	N，NW	寒冷，强烈而干燥
诺色风（Norther）	智利	12～4 月	N	常伴气压下降，密云
潘派洛风（Pampero）	南美东海岸，拉布拉他河口以外海面	7～10 月	N 转 SW	随飑线而来，北风微弱转西南风时，风力突然增至飓风级以上
西洛可风（Sirocco）	意大利马耳他	夏末	S	暖风，地中海南干燥，地中海北湿热

续表

名称	地域	季节	风向	特性
贝拉风(Belat)	阿拉伯南岸	12~3月	N,NW	寒冷干燥强陆风
东南勃斯特风(Southeast Buster)	澳大利亚南、东南岸	12~4月(夏)	SE	狂风,狂风前常有热风
夏马风(Shamal)	波斯湾,阿曼湾及沿马直兰海岸	5~11月	NW	冬季可达8级,伴有飑、雨、闪电,来时无预兆
苏门答腊风(Sumatra)	马来西亚		W	强风
德呼脱比亚风(Tehuantepecer)	Tehuantepecer		N	强风
非洲龙卷风(Tornado)	非洲西岸赤道至10°N	4~5月 9~11月		离岸暴风雨
特拉蒙地那风(Tramontana)	地中海		N	寒冷
文达瓦风(Vendavales)	西班牙直布罗陀海峡		SW	强风
威利瓦风(Williways)	麦哲伦海峡			狂风,无预兆,可持续1~2 h

思考题

1. 简述大气三圈环流的形成机理,并绘制示意图。
2. 绘图说明全球气压带和行星风带分布。
3. 何谓季风? 简述季风成因和全球主要季风区。
4. 简述东亚季风的形成和分布特点
5. 为什么中国东部近海夏季多东南风,冬季多西北风?
6. 简述南亚季风的形成和分布特点。
7. 为什么印度半岛沿海夏季吹特别强大的西南风?

第六节　大气湿度

一、湿度的定义和表示方法

湿度(humidity)是表示大气中水汽含量多少或空气潮湿程度的物理量。大气中的水汽是形成云、雾和降水等天气现象的主要成分,同时对船运货物是否受潮变质有很大的影响。通常表示大气湿度的物理量有很多,航海常用下列几种:

(1)绝对湿度(absolute humidity)(a):单位体积空气中所含水汽的质量(实际上就是水汽密度)。单位为g/cm^3。它直接表示空气中含水汽的多少,绝对湿度大,水汽含量多,绝对湿度小,水汽含量少。绝对湿度一般通过湿度查算表查得。

(2)水汽压(vapour pressure)(e):指大气中水汽所引起的那部分压强称为水汽压,单位与气压相同。它直接表示空气中水汽含量的多少,水汽压大,水汽含量多;水汽压小,水汽含量少。水汽压也不能直接测得,通过湿度查算表查得。

(3)饱和水汽压(saturation vapour pressure)(E):指空气达到饱和时的水汽压,也叫最大水汽压。饱和水汽压是温度的函数,即$E=E(T)$,随着温度的升高而增大。它表示空气"吞食"水汽的能力,不反映空气中水汽含量的多少。在不同的温度条件下,饱和水汽压的数值是不同的(见表1-8)。

表 1-8　饱和水汽压随温度的变化

温度(℃)	0	5	10	15	20	30	40
饱和水汽压(hPa)	6.1	8.7	12.3	17.1	23.4	42.5	74.1

(4)相对湿度(relative humidity)(f):指空气中的实际水汽压与同温度下的饱和水汽压的百分比,即 $f = e/E \times 100\%$。相对湿度直接反映空气距离饱和的程度,不直接反映空气中水汽含量的多少。当相对湿度接近100%时,表明空气接近于饱和;当相对湿度小于100%时,表明空气未饱和。若水汽压不变,气温升高,饱和水汽压增大,相对湿度会减小。目前,我国有些城市把相对湿度作为日常天气预报的一个指标。

(5)露点(dew point)(t_d):在空气中水汽含量不变,气压一定时,降低温度使其空气达到饱和时的温度,称为露点温度,简称露点(t_d)。单位与气温相同。在气压一定时,露点的高低只与空气中的水汽含量有关,露点高,水汽含量多;露点低,水汽含量少,所以露点也是直接反映空气中水汽含量多少的物理量。

(6)温度—露点差($t - t_d$):在实际大气中,空气经常处于未饱和状态($t - t_d > 0$)。因此,根据 t 和 t_d 的差值,可以大致判断空气距离饱和的程度。当露点接近气温时,表明空气接近于饱和。另外,根据百叶箱中干、湿球温度差也可以大致判断空气距离饱和的程度。若湿球温度趋于干球温度,说明相对湿度大,空气趋于饱和,一般有雾或降水。

在上述各种表示湿度的物理量中,绝对湿度、水汽压、露点直接表示空气中水汽含量的多少;相对湿度、温度—露点差、干湿球温度差则表示空气距离饱和的程度;饱和水汽压则表示空气容纳水汽的能力。

二、大气中水汽的分布

大气中的水汽主要来自下垫面的蒸发,水汽的凝结或凝华改变水汽的含量,其分布是不均匀的。

(1)垂直分布:绝对湿度随高度的增加而迅速减小。在2 km处不足地面1/2,5 km处减到地面1/10,90%的水汽集中在3 km以下的低层大气。

(2)水平分布:绝对湿度的水平分布与气温的水平分布基本一致,赤道地区大,随纬度的增高而递减。绝对湿度的水平分布与下垫面性质(如海面、陆地、沙漠、冰面等)关系密切。

三、湿度的日年变化

近地层大气的湿度表现出明显的日、年变化的规律,由水汽压和相对湿度表示的大气湿度随时间具有不同的变化规律。

水汽压是大气中水汽绝对含量的表示方法之一,它的日变化有两种类型。一种是双峰型:主要在大陆上湍流混合较强的夏季出现。水汽压在一日内有两个最高值和两个最低值。最低值出现在清晨气温最低时和午后湍流最强时,最高值出现在9~10时和21~22时。峰值的出现是因为蒸发增加水汽的作用大于湍流扩散对水汽的减少作用所致。另一种是单波型,多出现在海洋上、沿海地区和陆地上湍流不强的秋冬季。水汽压与气温的日变化一致,最高值出现在午后气温最高、蒸发最强的时刻,最低值出现在气温最低、蒸发最弱的清晨。

水汽压的年变化与气温的年变化相似,有一最高值和一最低值。最高值出现在气温高、蒸发强的7~8月份,最低值出现在气温低、蒸发弱的1~2月份。

相对湿度的日变化主要决定于气温。气温增高时,虽然蒸发加快,水汽压增大,但饱和水

汽压增大得更多,反使相对湿度减小。气温降低时则相反,相对湿度增大。因此,相对湿度的日变化与气温日变化相反,其最高值基本上出现在清晨气温最低时,最低值出现在午后气温最高时。

相对湿度的年变化一般以冬季最大,夏季最小。某些季风盛行地区,由于夏季盛行风来自于海洋,冬季盛行风来自于内陆,相对湿度反而夏季大,冬季小。

湿度这种有规律的年、日变化的特征有时会因天气变化等因素而遭破坏,其中起主要作用的是湿度平流。由于各地空气中水汽含量不同,当空气从湿区流到干区时(称为湿平流),引起所经地区湿度的增加。当空气从干区流到湿区时(称为干平流),引起所经之处的湿度减小。

四、大气中水汽凝结的条件

水汽由气态变为液态的过程称为凝结。水汽直接转变为固态的过程称凝华。空气中所能容纳的水汽是有一定限度的,达到最大限度时,就称为水汽饱和。气温越高,空气中所能容纳的水汽也越多。如果空气中所含的水汽多于一定温度条件下的饱和水汽量时,多余的水汽就会凝结出来,变成小水滴或冰晶。因此,大气中水汽凝结或凝华的一般条件是:(1)有凝结核或凝华核的存在;(2)增加水汽或降低温度使空气达到饱和或过饱和状态。

1.凝结核

在大气中,水汽压只要达到或超过饱和,水汽就会发生凝结,但在实验室里却发现,在纯净的空气中,水汽过饱和到相对湿度为300%~400%,也不会发生凝结。这是因为作不规则运动的水汽分子之间引力很小,通过相互之间的碰撞不易相互结合为液态或固态水。只有在巨大的过饱和条件下,纯净的空气才能凝结,然而巨大的过饱和在自然界是不存在的。大气中存在着大量的吸湿性微粒物质,它们比水汽分子大得多,对水分子吸引力也大,从而有利于水汽分子在其表面上的集聚,使其成为水汽凝结核心。这种大气中能促使水汽凝结的微粒,叫凝结核,其半径一般为$10^{-7}\sim10^{-3}$ cm,而且半径越大,吸湿性越好,越易产生凝结。凝结核的存在是大气产生凝结的重要条件之一。

2.空气中水汽的饱和或过饱和

大气中,凝结核总是存在的,能否产生凝结,取决于空气是否达到饱和。使空气达到饱和的途径有两种:一是通过蒸发,增加空气中的水汽,使水汽压大于等于饱和水汽压。二是通过冷却作用,减少饱和水汽压,使其小于或等于实际水汽压。当然二者共同作用,更容易促使水汽达到饱和状态。

通常情况下,水面蒸发作用虽然可以增加空气湿度,但并不能使空气中的水汽产生凝结。因为靠近水面的空气接近饱和时,蒸发便基本停止。然而,当冷空气流经暖水面时,由于水面温度比气温高,暖水面上的饱和水汽压比空气的饱和水汽压大得多,通过蒸发可使空气达到饱和,并产生凝结。秋、冬季的早晨,水面上腾起的蒸发雾就是这样形成的。

空气的冷却方式主要有三种:(1)绝热冷却:指空气在上升过程中,因体积膨胀对外做功而导致空气本身的冷却。随着高度升高,温度降低,饱和水汽压减小,空气到达一定高度就会出现饱和状态。(2)辐射冷却:指在晴朗无风的夜间,由于地面的辐射冷却,导致近地面层空气降温。当空气中温度降低到露点温度时,水汽达到饱和产生凝结。(3)平流冷却:暖湿空气流经冷的下垫面时,冷的下垫面造成空气温度降低,达到饱和产生凝结。另外,冷暖空气平流相遇,水平混合后也可以产生凝结。

在上述几种冷却过程中，对出现在近地层的雾而言，辐射冷却、平流冷却起主要作用；对悬浮在空中的云而言，凝结发生在一定高度上，因而绝热冷却起主要作用。

五、湿度与货运

海上运输某些货物时因受潮而造成货损。货损的原因是货舱"出汗"和货物"出汗"，前者水滴凝结于舱顶、舱壁上，而后者水滴凝结于货物上。一般而言，若舱内温度小于舱外露点时，不能开舱通风；若舱内温度大于舱外露点时，可以开舱通风。

思考题

1. 哪些湿度物理量直接表示空气中水汽含量多少？分别叙述其定义。

2. 哪些湿度物理量直接表示空气距离饱和的程度？分别叙述其定义。

第七节　空气的垂直运动和大气稳定度

一、空气的垂直运动

1. 垂直运动与天气

垂直运动（vertical motion）包括上升和下沉运动。研究空气的垂直运动在气象学中具有重要意义，因为空气在垂直运动中，体积会发生很大变化，从而引起温度的改变、水分的凝结或蒸发。垂直运动可使大气中的水分、热量、尘埃等在垂直方向上发生交换。此外，空气的垂直运动与空气的水平运动相联系，凡是有强烈上升运动的地方往往都伴有低气压和大风、阴雨等恶劣天气。

2. 垂直运动的类型

根据垂直方向的运动方程

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g \qquad (1\text{-}44)$$

式中，$w = \frac{dz}{dt}$为垂直运动速度，向上为正。当垂直气压梯度力与重力之间的平衡遭到破坏时，空气就会产生垂直运动。由于引起两者不平衡的原因不同，垂直运动的速度和范围等情况亦不一样，主要可归纳为以下几种类型。

（1）对流

对流是热力作用下引起的垂直运动。可以证明，当气块温度 T' 与周围环境温度 T 不同时，就有垂直运动发生，即

$$\frac{dw}{dt} = (\frac{T'}{T} - 1)g \qquad (1\text{-}45)$$

显然，$T' > T$ 时，$\frac{dw}{dt} > 0$；当 $T' < T$ 时，$\frac{dw}{dt} < 0$。这表明，当气块温度比四周空气温度高时，气块具有上升加速度，产生上升运动；反之，当气块温度比四周空气温度低时，产生下沉运动。因此，暖湿空气上升，干冷空气下沉，又称热对流。这类垂直运动的水平范围较小，只有几千米到几十千米，持续时间较短，只有几十分钟到几小时，但垂直速度大，可达 1～30 m/s。它可造成雷暴云，产生阵性降水，雷雨大风或冰雹等不稳定天气。

（2）水平辐散、辐合引起的垂直运动

由连续方程可以得到

$$w = -\int_0^z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) dz = -\int_0^z D dz \tag{1-46}$$

式中,$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$为散度,当 $D < 0$ 时,表示水平气流辐合,这时 $w > 0$,有上升运动;当 $D > 0$ 时,表示水平气流辐散,$w < 0$,有下沉运动。

水平气流辐散、辐合现象主要是地面摩擦作用和局地气压变化引起的。通常,上升运动出现在地面等压线(或流线)呈气旋性弯曲的地区,或低压加深,高压减弱时;而下沉运动则出现在地面等压线(或流线)呈反气旋弯曲的地区,或低压减弱、高压加强时。

(3)锋面上的垂直运动

锋面上的垂直运动是大规模暖空气沿锋面滑升而产生的。设 u_1,u_2 分别为暖、冷空气中垂直于锋面的风速分量,α 表示锋面倾斜角,则锋面上的垂直运动可由下式确定

$$w = (u_1 - u_2)\tan\alpha \tag{1-47}$$

此式表明,锋面上的上升运动是由冷、暖空气中垂直于锋面的风速大小及锋面坡度决定的。

暖锋的坡度较小,暖空气上滑缓慢(大约为 1 ~ 10 cm/s),但作用时间长,在水平范围几百千米以上的运动中,可以造成大范围的层状云和稳定性降水;冷锋坡度较大,风速差亦大,暖空气在地面附近被冷空气急剧上抬,上升速度大,云、雨区均较狭窄。有时冷锋上部的冷、暖空气流动方向相同,暖空气风速比冷空气风速大,往往出现下沉运动,使云消散。

(4)地形引起的垂直运动

宽广深厚的气流遇到独立的山脉阻挡时,它会分成两部分:一部分越山而过,另一部分绕山而行。在山的迎风坡气流辐合,产生上升运动,常形成地形云和降水。在背风坡气流辐散,产生下沉运动。

另外,由于海面摩擦力比陆面小,当吹向岸风时,摩擦力增大,风速减小,同时风向逆时针方向偏转,海岸线附近有气流辐合,可产生系统性上升运动;反之,吹离岸风时,则因摩擦力减小,风速稍增,风向顺时针方向偏转,在海岸线附近造成气流辐散,产生下沉运动。

(5)湍流引起的垂直运动

大气中的湍流也能产生垂直运动,可以形成层云、雾或毛毛雨。

二、气温在垂直运动中的绝热变化

1. 垂直运动中气温的绝热变化

热力学第一定律告诉我们,传递热量或作功都能改变系统的内能,从而引起温度变化。若系统与外界没有热量交换,称该系统是绝热的。在绝热条件下空气状态的变化过程称为绝热过程(adiabatic process)。由于空气的热传导系数很小,当空气运动很快,来不及与周围空气交换热量时,空气状态的变化可以看成是绝热的。

干空气或未饱和湿空气块作垂直升降运动时的状态变化过程称为干绝热过程(dry adiabatic process)。研究表明,在干绝热过程中,气块温度的变化唯一取决于气压的变化。气压降低(上升运动)时,气温下降;反之,气压上升(下沉运动)时,气温升高,这是因为绝热上升时,气块体积膨胀对外作功的能量全靠降低本身的温度来提供;反之,在绝热下沉时,外界对气块作功,气块体积缩小,本身温度升高。饱和湿空气块作垂直升降运动时的状态变化过程称为湿绝热过程(wet adiabatic process)。在湿绝热过程中也可以得出类似的结论。

现以 T' 表示气块的温度，T 表示环境温度。在干绝热过程中，气块温度随高度的递减率称干绝热直减率(dry adiabatic lapse rate)，以 γ_d 表示，即

$$\gamma_d = -\frac{dT'}{dz} \tag{1-48}$$

可以证明，$\gamma_d = \frac{g}{C_p} = 0.98$ K/100 m。在实际工作中常近似地取

$$\gamma_d = 1\ ℃/100\ m \tag{1-49}$$

这表明，干空气或未饱和湿空气块在绝热上升过程中，每升高 100 m，温度下降 1 ℃；反之，在绝热下降过程中，每下降 100 m，温度升高 1 ℃。

若气块的起始温度为 t_0，上升 Δz 后其温度 t' 应为

$$t' = t_0 - \gamma_d \Delta z \tag{1-50}$$

同样，在湿绝热过程中，气块的温度随高度的递减率称为湿绝热直减率(wet adiabatic lapse rate)，以 γ_m 表示，即

$$\gamma_m = -\frac{dT'}{dz} \tag{1-51}$$

可以证明，对于湿绝热过程而言，恒有 $\gamma_m < \gamma_d$，这是因为在湿绝热上升过程中，水汽凝结放出潜热使冷却作用变得缓慢；反之，在湿绝热下降过程中，水滴蒸发吸收的蒸发热使增温作用减弱。γ_m 不是常数，而是随气压和温度改变的，通常取 γ_m 为 0.5 ℃/100 m 或 0.6 ℃/100 m。

2. 焚风

焚风是一种干热风，发生在山的背风面。利用气温在垂直运动中的干、湿绝热变化过程可以说明焚风效应。当空气在山的迎风面上升时，产生水汽凝结现象而放出凝结潜热。从凝结高度开始直到山顶，空气按湿绝热直减率冷却。空气越过山顶沿背风坡下降时，又按较大的干绝热直减率增温。同时，由于在迎风面降水使空气湿度减小，因此空气在背风面下降绝热增温时，其相对湿度比越山前要小得多。例如，有一山岭高 3 km，山脚下起始温度为 20 ℃，当凝结高度为500 m 时，到背风面山麓的焚风气流温度就增高至 32.5 ℃(取 γ_m = 0.5 ℃/100 m)，如图 1-49 所示。有时空气越山时并没有失去水分，这时的焚风效应是波状运动迫使空气从较高层下降而造成的。

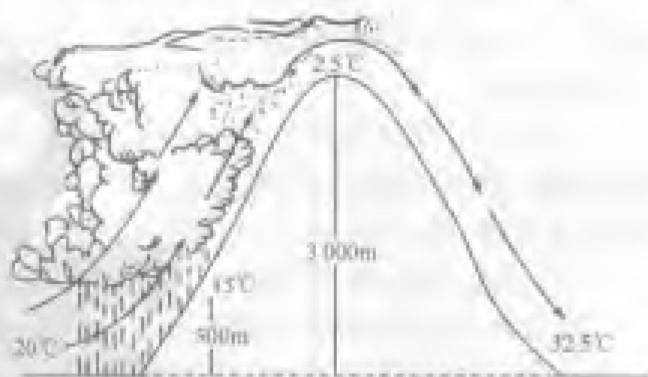


图 1-49　焚风

在我国，当气流越过太行山下降时，位于山东麓的石家庄会出现焚风，日平均气温可增高 10 ℃左右。有些地方出现焚风时，温度可升高 20 ℃以上。初春的焚风可使积雪融化，夏末的焚风可使粮食与水果早熟。强大的焚风还可能导致森林起火。焚风在欧洲以阿尔卑斯山北麓最为常见，风势亦猛烈。在美国洛杉矶的焚风称为钦诺克(Chinook)。

三、大气稳定度

大气中的对流有时发展十分强烈，有时却又非常微弱。夏季大陆上的热雷雨常发生在下

午到傍晚，而海洋上的热雷雨却多出现在半夜到凌晨。为了判断对流运动（如雷雨大风）能否发生和发展，我们引进大气稳定度的概念。

1. 大气稳定度的概念

大气稳定度（atmospheric stability）又称静力稳定度或大气层结稳定度。在静止大气中，当某一气块受到外力作用在垂直方向产生扰动后，若周围大气有使它返回起始位置的趋势时，大气层结是稳定的；若周围大气有使该气块更加远离起始位置的趋势时，大气层结是不稳定的；若气块随时都与周围大气取得平衡时，这种大气层结称为中性。由此可见，大气层结稳定度是指气块受任意方向扰动后，周围大气使气块具有返回或远离起始平衡位置的趋势和程度。

2. 大气稳定度判据

大气是否稳定，通常用周围空气的温度直减率（γ）与上升空气块的干绝热直减率（γ_d）或湿绝热直减率（γ_m）的对比来判断。

图 1-50 中 A、B、C 分别表示三团空气，均属未饱和空气，其位置都在离地面 200 m 的高度上，在作升降运动时其温度均按干绝热直减率变化，即 1 ℃/100 m。而周围空气的温度直减率 γ 分别为 0.8 ℃/100 m、1 ℃/100 m 和 1.2 ℃/100 m，则可以有三种不同的稳定度。

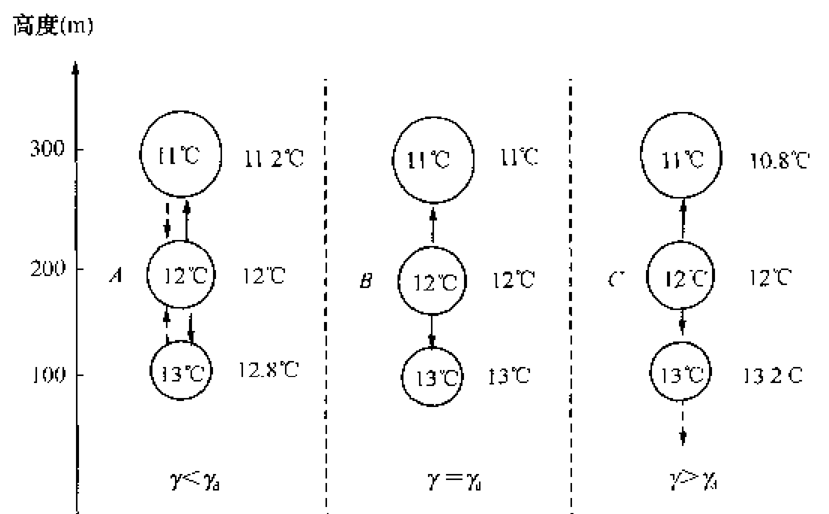


图 1-50 大气稳定度示例

A 团空气受到外力作用后，如果上升到 300 m（图 1-50 左列实矢线所示），则本身的温度（11 ℃）低于周围空气的温度（11.2 ℃），它向上的速度就要减小，并有返回原来高度的趋势；如果它下降到 100 m，其本身温度（13 ℃）高于周围的温度（12.8 ℃），它向下的速度就要减小，也有返回原来高度的趋势。因此，当 $\gamma < \gamma_d$ 时，大气处于稳定状态。

B 团空气受到外力作用后，不管上升或下降，其本身温度均与周围空气温度相等，它的加速度等于零。因此，当 $\gamma = \gamma_d$ 时，大气处于中性平衡状态。

C 团空气受到外力作用后，如果上升到 300 m，其本身温度（11 ℃）高于周围空气温度（10.8 ℃），则要加速上升；如果下降到 100 m，其本身温度（13 ℃）低于周围空气的温度（13.2 ℃），则要加速下降。因此，当 $\gamma > \gamma_d$ 时，大气处于不稳定状态。

由以上分析可知，对于干空气或未饱和湿空气，当 $\gamma > \gamma_d$ 时层结不稳定；当 $\gamma < \gamma_d$ 时层结稳定；当 $\gamma = \gamma_d$ 时层结为中性。同理可以得知，对于饱和湿空气，当 $\gamma > \gamma_m$ 时为不稳定；当 $\gamma <$

γ_m 时为稳定；当 $\gamma=\gamma_m$ 时为中性。综上所述，当 $\gamma>\gamma_d$ 时，必然 $\gamma>\gamma_m$，大气层结无论对于干绝热过程还是湿绝热过程都是不稳定的，称为绝对不稳定（absolute instability）；当 $\gamma<\gamma_m$ 时，必然 $\gamma<\gamma_d$，无论对于湿绝热过程还是干绝热过程都是稳定的，称为绝对稳定（absolute stability）；当 $\gamma_m<\gamma<\gamma_d$ 时，层结对于干绝热过程是稳定的，但对湿绝热过程却是不稳定的，称为条件性不稳定（conditional instability），即

$$\gamma > \gamma_d \qquad \text{绝对不稳定}$$
$$\gamma_m < \gamma < \gamma_d \qquad \text{条件性不稳定}$$
$$\gamma < \gamma_m \qquad \text{绝对稳定}$$

这就是大气稳定度判据。

绝对不稳定的情形，多发生在夏季局部地区。由于太阳辐射强烈，近地层急剧增温而与上层空气间的温差加大，达到 $\gamma>\gamma_d$ 的程度。夏季大陆午后至傍晚的热雷雨多由此产生，海上热雷雨却多发生在后半夜至凌晨。这是由于夜间长波辐射，下层空气从海面获得热量，而上层空气失去较多的热量，也达到 $\gamma>\gamma_d$ 的条件。绝对稳定发生在气层上下温差极小的地方，尤其在逆温层附近。在这种情况下，大气的对流及上升运动受到阻碍，云体将在稳定气层的下方平衍，伸展为层状云。在近地面层则有利于雾的形成。

条件性不稳定是常见的，在这种情况下气层稳定与否取决于气层中水汽含量的多少。夏季气温高，湿度大容易形成条件性不稳定的大气层结，因此，经常出现局部雷雨大风天气。

综上所述可知，大气层结的状态对天气有很大影响。当大气稳定时（如出现逆温层），则能有效抑制对流的发展，产生稳定性天气现象，如层云、雾、毛毛雨等；反之，当大气处于不稳定状态时，则有利于对流发展，产生积状云，出现不稳定性天气，如阵雨、雷阵雨、阵性大风，甚至产生冰雹、龙卷等。

许多物理过程可以影响大气的稳定度，有的是单独作用，有的是综合作用。单纯辐射的作用，与地面因接触而发生的热量交换以及垂直方向的不同层次冷暖平流等作用，均能影响大气稳定度。

促使气层上暖下冷均为气层的"稳定作用"；反之使气层下暖上冷时则均为"不稳定作用"。因此，在下层空气中，夜间冷却为稳定作用，白天增温为不稳定作用。空气流经较冷表面时起稳定作用，流经较暖表面时则起不稳定作用。

四、大气中的逆温

1. 逆温的定义和种类

对流层中的温度层结一般是 $\gamma>0$，即气温随高度增加而降低。但有时可能在某一气层内出现 $\gamma=0$ 或 $\gamma<0$ 的现象，即气温随高度增加而不变或上升的现象，称为逆温。根据形成逆温的不同过程，可将逆温分为以下几种主要类型。

（1）辐射逆温

由于夜间地面强烈辐射冷却，使贴近地面的空气降温幅度大，远离地面的空气降温幅度小，由此形成的逆温称辐射逆温。辐射逆温层的上下界温差一般在 10 ℃以下。逆温层下部的温度露点差很小，常伴随有露、霜、雾或轻雾出现。大工业城市附近，因辐射逆温可出现严重的烟尘污染。

（2）平流逆温

暖空气平流到冷的下垫面上，会发生接触冷却作用，越接近下垫面的空气降温越多，而上

层空气受冷下垫面的影响小,降温较少,于是产生逆温现象。这种因空气的平流而产生的逆温,称平流逆温。暖空气与下垫面之间的温差越大,平流逆温越强。

平流逆温可出现在一天中的任何时刻,有时可以持续好几昼夜。平流逆温的厚度虽然不大,水平范围却很广。低纬热带气团向中高纬地区推进时,就可能出现大范围平流逆温现象。平流逆温的下部温度露点差较小,常伴有平流雾,是海洋中出现最多的雾。

(3)下沉逆温

当高空下沉空气绝热增温,而近地层空气由于经常存在着湍流,温度变化不大,形成下冷上暖的逆温称为下沉逆温。

下沉逆温多出现在高压区内,范围广,厚度大,在离地数百米至数千米的高空都可能出现。冬季,下沉逆温常与辐射逆温共同作用,形成从地面到数百米高的深厚逆温层。由于下沉空气来自高空,水汽含量少,下沉以后温度升高,相对湿度显著减小,空气干燥,不利于云雾生成。因此,在下沉逆温中,大气总是晴好的。

(4)湍流逆温

由于低层空气的湍流混合而形成的逆温,称为湍流逆温。这种逆温强度弱、厚度薄,多为近地层的等温现象。

(5)锋面逆温

冷暖气团交界的过渡层内形成的逆温称为锋面逆温。因为锋面自地面向冷空气一侧倾斜,所以锋面逆温只能在冷气团区域才能观测到,并且距地面锋线越近,锋面逆温高度越低;距地面锋线越远,锋面逆温高度越高

2. 逆温对天气的影响

逆温的存在好像一个盖子,能有效地抑制对流的发展,阻挡水汽和尘埃等向上传送和扩散。当近地面层有逆温时,产生雾或低云等天气,能见度较差,人类活动排放的烟雾和有害气体集中在近地面层,造成严重的大气污染;当逆温出现在空中某高度时,被抬升的上升气流很难突破它,而在其下形成层状云,低层的对流云,一般也在此处被阻挡而平衍,只有当低层大气极不稳定时,才有可能突破逆温层。由此可见,大气中的逆温对天气有重要影响。

思考题

1. 简述空气垂直运动的主要类型及其成因。
2. 何谓大气层结稳定度?说明大气稳定度判断依据。
3. 什么叫逆温?简述大气逆温种类及其成因。

第八节　云和降水

一、云

1. 云的定义和形成

云是由大量的小水滴、小冰晶或两者混合物组成的悬浮在空中的可见聚合体。云是降水的基础,是地球上水分循环的中间环节,而且云的发生发展总伴随着能量的交换。云可以反映当时天气状况,也可预示未来天气的变化,同时云层能阻挡太阳和大气辐射,影响气温和风的日变化。

大气中形成云的重要条件是：(1)水汽条件：充足的水汽使空气达到饱和状态。(2)冷却条件：上升运动促使未饱和的空气绝热上升降温达到饱和状态。(3)凝结核：可以促使水汽在一定温度下凝结长大。故此，上升运动+水汽条件→云形成；下沉运动→云消散。

上升运动的形式和规模不同，形成云的状态、高度和厚度也不同。大气中的上升运动主要有以下四种方式：(1)热力对流：指地表受热不均和大气层结不稳定引起的对流上升运动。(2)动力抬升：指暖湿气流受锋面、辐合气流的作用所引起的大范围上升运动。(3)大气波动：指大气流经不平的地面或在逆温层以下所产生的波状运动。(4)地形抬升：指大气运行中遇地形阻挡，被迫抬升而产生的上升运动。

2. 云的物理分类及其基本特征

按照大气中上升运动的不同特点，将云分为积状云、层状云和波状云。

(1)积状云

积状云(cumuliform cloud)是由不稳定层结的自由对流发展而形成的云。对流能否形成积状云，除了取决于凝结的条件外，还取决于对流上升所能达到的高度。如果对流上升所能达到的最大高度(对流上限)高于凝结高度，则积状云形成，否则就不会形成积状云。对流越强，对流上限高于凝结高度的差值就越大，积状云厚度就越厚。对流上升区的水平范围广大，则积状云的水平范围也就越大。

积状云主要包括淡积云、浓积云和积雨云。实际上，淡积云、浓积云和积雨云是积状云发展的不同阶段。气团内部热力对流所产生的积状云最为典型。夏半年，地面受热不均，暖湿空气块开始上升，当到达凝结高度以上时，就形成了对流单体，再逐步发展，就形成孤立、分散、底部平坦，顶部凸起的淡积云。淡积云云顶一般在0 ℃等温线高度以下，云体由水滴组成，云内上升气流的速度不大，一般不超过5 m/s，云中湍流也较弱。在淡积云出现的高度上，如果有强风和较强的湍流时，淡积云的云体会变得破碎，这种云叫碎积云。

当对流上限超过凝结高度许多时，云体高大，顶部呈花椰菜状，形成浓积云。其云顶伸展至0 ℃的高度以上，顶部由过冷却水滴组成，云中上升气流强，可达15～20 m/s，云中湍流也较强。如果上升气流更强，浓积云云顶即可向上伸展，云顶可伸展至－15 ℃以下的高空，于是云顶冻结为冰晶，出现丝缕结构，形成积雨云(图1-51)。积雨云顶部，在高空风的吹拂下，向水平方向展开成砧状，称为砧状云。在顺高空风的方向上，云砧能伸展很远，因而它的伸展方向，可作为判定积雨云的移动方向。积雨云的厚度很大，在中纬度地区为5～8 km，在低纬度地区可达10 km以上。云中上升下沉气流的速度都很大，上升气流常可达20～30 m/s，曾观测到60 m/s的上升速度，下沉速度也有10～15 m/s。云中湍流十分强烈。

热力对流形成的积状云具有明显的日变化。通常，上午多为淡积云。随着对流的增强，逐渐发展为浓积云。下午对流最旺盛，往往可发展为积雨云。傍晚对流减弱，积雨云逐渐消散，有时可以演变为伪卷云、积云性高积云和积云性层积云。如果到了下午，天空还只是淡积云，这表明空气比较稳定，积云不能再发展长大，天气较好，所以淡积云又叫晴天积云，是连续晴天的预兆。夏天，如果早上很早就出现了浓积云，则表示空气不稳定，可能发展为积雨云。因此，早上有浓积云是有雷雨的预兆。傍晚层积云是积状云消散后演变成的，说明空气层结稳定，一到夜间云就散去，这是连续晴天的预兆。由此可知，利用热力对流形成积云的日变化特点，有助于直接判断短期天气的变化。

(2)层状云

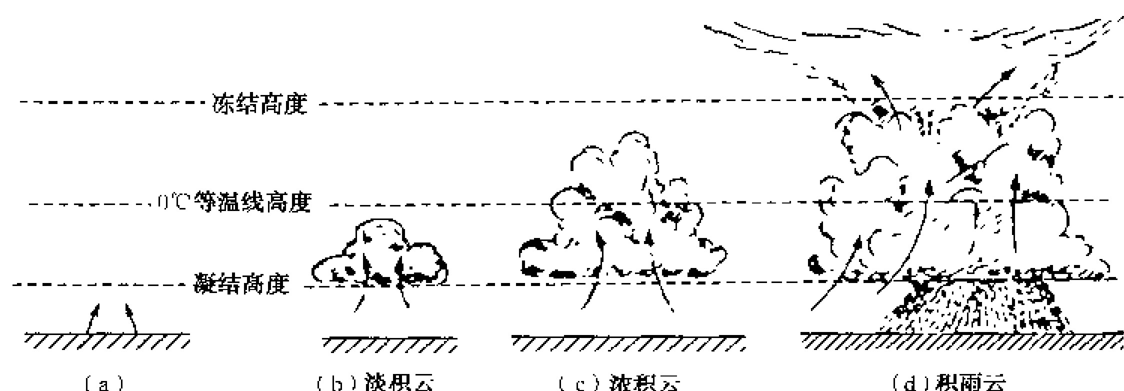


图1-51　积状云形成示意图

在稳定大气层结中，由于空气大规模的系统性上升运动而形成的云，称为层状云(stratiform cloud)。这种系统性的上升运动，通常水平范围大，上升速度只有0.1～1 m/s，因持续时间长，能使空气上升几千米。层状云主要包括卷层云、高层云、雨层云和层云。发生在锋面上的层状云最为典型(图1-52)，云的底部同锋面大体吻合，云顶近似水平。云层从前至后依次为卷云、卷层云、高层云及雨层云。最前面的是卷云和卷层云，其厚度最薄，一般为几百米，云体由冰晶组成。位于中部的是高层云，其厚度一般为1 000～3 000 m，顶部多为冰晶组成，主体部分多为冰晶与过冷却水滴共同组成。最后面是雨层云，其厚度一般为3 000～6 000 m，其顶部为冰晶组成，中部为过冷却水滴与冰晶共同组成，底部由于温度高于0 ℃，故为水滴组成。

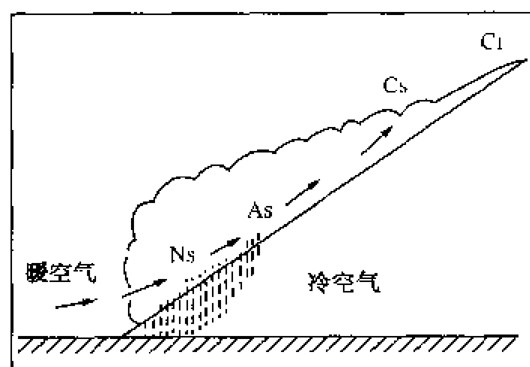


图1-52　暖锋面上的层状云系

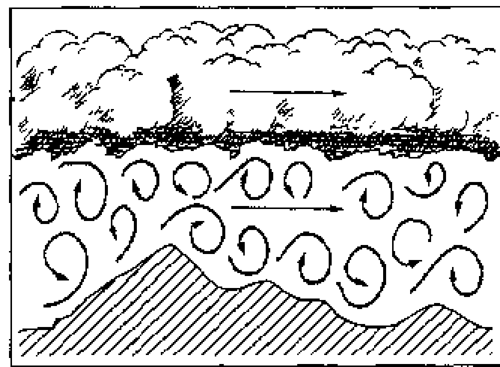


图1-53　湍流形成的层云

此外，在气旋、低槽的气流辐合区或迎风山坡上或空气湍流和辐射冷却均能形成层状云。图1-53是低层空气因湍流和辐射冷却形成的层云示意图。

层状云是均匀幕状的云层，常具有较大的水平范围。因逆温层的存在，云只能向水平方向伸展，云顶较为平坦，形如海面起伏，称为“云海”。

(3)波状云

在稳定大气层结中，由大气波动作用所产生的云，称为波状云(wave cloud)。波峰处空气上升绝热冷却而形成云，波谷处空气下沉则无云。如果在波动形成之前该处已有厚度均匀的层状云存在，则在波峰处云加厚，波谷处云减薄以至消失(图1-54)，从而形成厚度不大、保持一定间距的平行云条，呈一列列或一行行的波状云。

波状云是波浪起伏的云层，包括卷积云、高积云、层积云。云中的上升速度可达每秒几十厘米，仅次于积状云中的上升速度。波状云的厚度不大，一般为几十米到几百米，有时可达1

000～2 000 m。波状云的出现常表明气层比较稳定，天气较少变化。天气谚语"瓦块云，晒死人"、"天上鲤鱼斑，明天晒谷不用翻"，就是指透光高积云或透光层积云出现后，天气晴好而少变。但是系统性波状云，像卷积云是在卷云或卷层云上产生波动后演变成的，所以它和大片层状云连在一起，表示将有风雨来临。天气谚语"鱼鳞天，不雨也风颠"就是指此种预兆。

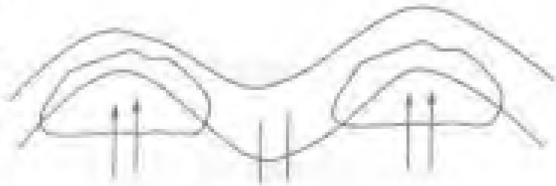


图 1-54　波状云的形成

上面介绍的积状云、层状云和波状云并非是孤立不变的，在一定条件下，可以发展或消散，也可以相互转化。例如积状云中，淡积云可以发展到浓积云，最后形成积雨云；积雨云在消散时，可以演变成伪卷云、积云性高积云和积云性层积云。又例如，波状云发展时，可以演变成层状云（蔽光高积云可以演变成为高层云，蔽光层积云可以演变成为雨层云）。层状云消散时，也会演变成为波状云（雨层云消散时，可演变为高层云、高积云或层积云）。总之，云的产生、发展和演变是复杂的，也是有规律的。

3. 云的高度分类

在实际工作中通常根据云底高度把云分为高、中、低三族，再结合云的外形特征、结构和成因分为 11 属，如表 1-9 所示。关于这 11 属云的主要观测特征、伴随典型天气等可参考云的观测内容。

表 1-9　云的高度分类、名称和代码

	云底高度	中文名称	英文名称	国际代码	符　号
高云	>5.0 km	卷云	Cirrus	Ci	
		卷层云	Cirrostratus	Cs	
		卷积云	Cirrocumulus	Cc	
中云	2.5～5.0 km	高层云	Altostratus	As	
		高积云	Altocumulus	Ac	
低云	<2.5 km	层云	Stratus	St	
		层积云	Stratocumulus	Sc	
		雨层云	Nimbostratus	Ns	
		碎雨云	Fractonimbus	Fn	
		积云	Cumulus	Cu	
		积雨云	Cumulonimbus	Cb	

4. 云预示的天气

云的形状千变万化，一定的云状常预示着一定的天气，因而云对于天气变化具有一定的指示意义，"看云识天"就是这个道理。表 1-10 给出了不同的云预兆的天气。

表 1-10　有天气预兆的云

云形	云类	云　　状	天气预兆
积状云	卷云	毛卷云	雨
		密卷云	晴
		钩卷云	阴雨
		伪卷云	晴
	积云	淡积云	晴
		浓积云	上午如很早出现,下午会有雷雨
	积雨云	鬃积雨云	雷阵雨,伴有大风、雷电
		冰雹云——发展旺盛的积雨云,云底乌黑、很低,上部发黄发红,伴有雷和闪电	冰雹或较强雷阵雨
		漏斗状积雨云——从发展旺盛的,并伴有雷雨的积雨云底下伸,呈漏斗状的云柱	伸到地面或海洋,有龙卷风
波状云	卷积云	卷积云	晴,有时阴雨,大风
	高积云	透光高积云	晴,有时兆雨
		蔽光高积云	阴雨,有时兆晴
		荚状高积云	多数情况是晴天
		絮状高积云	雷雨
		堡状高积云	雷雨
	层积云	透光层积云	多数情况是晴天
		蔽光层积云	雨,雪
		积云性层积云	晴,有时下小雨
		堡状层积云	雷阵雨
层状云	卷层云	薄幕卷层云	阴雨、大风
		毛卷层云	有时兆风雨
	高层云	透光高层云	连续性阴雨,或将有雨、雪出现
		蔽光高层云	雨、雪;有时兆晴
	雨层云	雨层云	连绵雨、雪
		碎雨云	雨、雪
	层云	层云	晴,有时下毛毛雨或米雪
		碎层云	上午消散,兆晴;不消散天气转变,有时下毛毛雨,冬天偶尔降米雪

二、降水

1. 降水定义和种类

从云中降到地面上的液态或固态水,称为降水。降水虽然主要来自云中,但有云不一定都

有降水。这是因为云滴的体积很小，不能克服空气阻力和上升气流的托举。只有当云滴增长到能克服空气阻力和上升气流的托举，并且在降落至地面的过程中不致被蒸发掉时，降水才形成。

由于云的温度、气流分布等状况的差异，降水具有不同的种类：雨、毛毛雨、雪、冻雨（雨夹雪）、冰雹、冰粒、冰针等。

2. 降水性质

降水具有不同性质，通常分为连续性、阵性和间歇性降水。连续性降水历时长，强度具有变化，降水主要来自高层云和雨层云。如暖锋通过时，这类降水最典型。阵性降水历时短，强度变化很快，骤降骤止，天空时明时暗，降水来自浓积云和积雨云，并常伴有强阵风等特点。间歇性降水指降水强度时大时小，时降时止，但变化缓慢，云和其他要素无显著变化。降水主要来自层积云和厚薄不均匀的高层云。

3. 降水量和降水强度

降水（包括近地面凝结出的露水）未经蒸发、渗透、流失，在水平面上所积聚的水层深度称为降水量，以 mm 为单位表示。

单位时间内的降水量，称为降水强度。常用"mm/h"、"mm/d"等单位表示。我国气象部门规定的常用降水量分级情况如表 1-11 和表 1-12 所示。

表 1-11　降雨量等级表　　[单位：mm]

等级 / 降雨量	零星小雨	小雨	中雨	大雨	暴雨	大暴雨	特大暴雨	阵雨
12 h 总降雨量	<0.1	0.1～4.9	5.0～14.9	15.0～29.9	30.0～69.9	70.0～139.9	>140.0	12 h 内阵雨累积时间小于 5 h，降雨量不超过 15 mm
24 h 总降雨量	<0.1	0.1～9.9	10.0～24.9	25.0～49.9	50.0～99.9	100.0～199.9	>200.0	

表 1-12　降雪量等级表　　[单位：mm]

等级 / 降雪量	零星小雪	小雪	中雪	大雪	阵雪
12 h 总降雪量	<0.1	0.1～0.9	1.0～2.9	≥3.0	12 h 内阵雪累积时间小于 5 h，降雪量不超过 3 mm
24 h 总降雪量	<0.1	0.1～2.5	2.5～4.9	≥5.0	

4. 各类云的降水

不同的云，由于其水平范围、云高、云厚、云中含水量、云中温度和升降气流等情况不同，因而降水的形态、强度、性质也随之而有差异。

（1）层状云的降水

层状云包括高层云、层云、雨层云和卷层云。卷层云中含水量较小，云底又高，所以除了在冬季高纬度地区的卷层云可以降微雪以外，卷层云一般是不降水的。

雨层云和高层云经常是混在一起，降水与云厚和云高有密切关系。云越厚、越低，降水就越强。一般雨层云比高层云的降水大得多。

由于层状云云体比较均匀，云中气流也比较稳定，所以层状云的降水是连续性的，持续时间长，降水强度变化小。

(2)积状云的降水

积状云包括淡积云、浓积云和积雨云。

淡积云由于云薄，云中含水量少，而且水滴又小，所以一般不降水。

浓积云是否降水则随地区而异。在中高纬度地区，浓积云很少降水。在低纬度地区，因为有丰富的水汽和强烈的对流，浓积云的厚度、含水量和水滴都较大，故可降较大的阵雨。

积雨云是冰水共存的混合云，云的厚度和云中含水量都很大，云中升降气流强，因此云滴的凝华增长和冲并作用均很强烈，致使积雨云能降大的阵雨、阵雪，有时还伴随冰雹。

(3)波状云的降水

波状云由于含水量较小，厚度不均匀，所以降水强度较小，往往时降时停，具有间歇性。层云只能降毛毛雨，层积云可降小的雨、雪和霰。高积云很少降水。但在我国南方地区，由于水汽比较充沛，层积云也可产生连续性降水，高积云有时也可产生降水。

5. 全球降水分布特点

全球降水总量的分布表明，降水随纬度呈带状分布，其中有三个主要特点：(1)在赤道有一个降水最大值，其位置和热赤道一致，略偏在北半球；(2)高纬度的降水总量很小；(3)在副热带是一个次低值，尽管副热带高压区是著名的干旱区，但在这个纬度中，大陆东岸的夏季，降雨量还是相当多的。

降水的分布与大气的运动、气团和锋带的活动以及海陆分布等有密切的关系。分析全球夏季和冬季降水总量的分布时，要注意到下列因子：(1)空气温度对大气最大水汽含量的限制。这一点对高纬度和冬季大陆内部很重要。(2)纬向的水汽输送主要是由大气平流造成的。这本身反映了全球风系和它们的分布(特别是辐合的信风系统和多气旋的西风带)。(3)海陆分布。南半球缺乏像北半球那样的广阔内陆。南半球浩瀚的海洋使得中纬度的风暴增加了纬向分布的降水平均值，45°S 与 50°N 相比，前者增加了约 1/3。另外季风的影响也是不可忽视的因素，尤其是在亚洲。(4)山区的分布对局地盛行风的影响，也制约着降水分布。

思考题

1. 云形成和消散的基本条件是什么？
2. 简述积状云的成因、基本特征、种类名称和国际缩写。
3. 简述层状云的成因、基本特征、种类名称和国际缩写。

第九节　雾和能见度

一、雾的定义和成因

雾是由浮游在近地面层中的微小水滴或冰晶组成的凝结物。一般将水平能见度在 0.5～5 n mile 范围的雾称轻雾，小于 0.5 n mile 的雾称浓雾。雾的形成与云一样，都是发生在大气中的水汽凝结现象，只是云悬浮在空中，雾贴近地表面，因此可以把雾看成地面上的云。大气中水汽达到饱和凝结的途径有两种：一种是通过蒸发和平流输送，增加大气中的水汽；另一种是降低空气温度。对于雾来说降低温度更重要。因此，凡是在有利于空气低层冷却的地区，如果水汽充分，风力适度，大气层结稳定，并有大量的凝结核存在，便最容易生成雾。雾按其成因分为平流雾、辐射雾、锋面雾和蒸汽雾。

二、雾与航海的关系

雾是影响海面能见度的主要因子，无论在海上还是港口，当发生浓雾时能见度十分恶劣，使船舶雷达等现代化导航仪器受到影响，导致偏航、搁浅、触礁和碰撞等事故发生。据世界海事组织统计，有60%～70%的海上事故与雾有关系。因此，为了避免或减少雾中航行事故，海上避碰规则中专门制定了船舶在能见度不良时的行动规则。

三、平流雾

1. 平流雾的定义

当暖湿空气流经冷的下垫面时，下垫面的冷却作用使空气达到饱和，发生凝结而形成的雾称为平流雾（advection fog）。海洋中冷、暖海流之间或海陆沿岸，只要风向适当，即空气从暖区吹向冷区，都可能在冷的下垫面上形成平流雾。平流雾是海上出现最多、对航海影响最大的一种雾，故又称为海雾（sea fog）。

2. 平流雾的形成条件

（1）冷的海面和适当的海—气温差

较冷的海面是形成平流雾的基本条件。当暖湿空气流到较冷的海面上，气温降低达到饱和凝结而形成雾。研究表明，当表层海水温度低于某个临界值时可能发生海雾，而高于此值时则不能发生海雾。在北太平洋海雾发生的区域大致限于表层水温低于20 ℃的冷海面上，高于20 ℃的海区，雾逐渐减少，超过25 ℃等温线的海区，不再有雾。同时，4～9月海雾的南界随着等水温线的季节性北上而相应的从30°N向较高纬度推移。在我国海域雾发生的区域也大致与这个水温界限相符。

观测表明，水平温度梯度较大的海陆交界区域和冷暖海流交汇的水域是平流雾发生最多的地方，并且平流雾大都出现在冷暖海流交汇区的冷海面上。

适当的海—气温差也是平流雾形成的条件之一。大量观测表明，海雾主要集中发生在海—气温差为0～6 ℃的范围内，其中2～3 ℃左右时雾出现的概率最大。当海—气温差大于8 ℃时，一般不能形成海雾。分析长江口外、黄海中部和青岛等地的气候资料可以看到，月平均水温低于月平均气温的季节往往就是多雾季节。例如，山东南部沿海4～6月的海—气温差都大于零，这些月份恰好是海雾盛行期。8月份海—气温差开始变小，并向负值转变，海雾也骤减。

（2）适宜的风场

特定的风向、适度的风力是平流雾形成的重要因子。一般认为2～4级风有利于平流冷却雾的发展。风速太大，湍流强，热量上下传递快，不易形成雾；风速太小，平流引起的空气与下垫面的温差也小，不易形成雾。因此，只有在中等风速条件下，不但可以源源不断地送来暖湿空气，而且因有一定强度的湍流，使雾达到一定的厚度。但在远海，有大范围的水汽供应，大风时仍伴随浓雾。

对于风向而言，从暖区吹向冷区的风向与等温线垂直或接近垂直最有利于平流雾形成。因此，北半球偏南风、南半球偏北风是形成平流雾的适宜风向。例如，我国近海产生平流雾的有利风向通常为S～SE～E，其中北方海域主要是南风或东南风，南海沿岸多偏东风。而在英吉利海峡则为西南风。

（3）充沛的水汽

当温度条件满足时，平流过来的暖空气要含有充沛的水汽，即湿度大是成雾的关键因子。

平流空气经过暖海流水面时，从中得到大量水分和热量，一旦到达冷水面上，就极易生成雾。因此，源源不断的暖湿空气输送，对平流雾的生成、发展与维持都是十分重要的。

(4)低层逆温层结

海雾是在稳定的大气层结中产生和维持的。当暖空气到达较冷的水面时，低层通过湍流发生温湿交换，从而使大气层结趋向稳定并产生逆温。850 hPa 以下的逆温层，是形成平流雾最常见的层结。据统计，在能见度小于 500 m 的平流雾中，90% 以上都有明显的逆温层结，而且逆温层厚度通常为 200 ~ 600 m。低层逆温能有效地抑制大气中对流的发展，好像一个无形的盖子，阻挡水汽向高空扩散，使水汽和凝结核大量聚集在低层大气中，对雾的形成和维持极为有利。

3. 平流雾的消散

平流雾消散的原因主要是环流形势发生演变引起风向、风速的改变，或者降水、增温等使平流雾维持的条件遭到了破坏。另外，平流雾生成后随风飘动，移到不利的环境中，雾即消散。如海雾移到陆地上，由于太阳升起，地面升温较快，造成雾消散。

总之，平流雾消散的条件可以归纳为：(1)风向突变，风力增大；(2)水温下降，温差拉大；(3)冷锋过境；(4)层结变为不稳定。

4. 平流雾的特点

(1)浓度和厚度可以很大。出现平流雾时，通常水汽供应充沛，雾滴浓密，能见度恶劣，甚至会出现水平视程小于 50 m 的情况，有时还伴有毛毛雨。雾的厚度常可达几十到几百米，遮天蔽日，严重影响船舶的航行和天、地文定位。平流雾的浓度和厚度一般比其他雾大，在我国沿海四季皆可出现，以春夏为多雾季节，夏季风盛行时可伸入陆地。

(2)水平范围广。只要有暖湿空气不断流来，雾可以扩展到很广的范围。通常可达数百甚至数千千米，形成大片雾区。

(3)持续时间长。在某种稳定流场作用下，源源不断暖湿气流可以使雾持久不消。一般平流雾持续 5 ~6 h 而不消散是很平常的。特别是暖湿气流较强，且流场稳定少变时，平流雾不仅整日不消，而且可以持续几天甚至一周以上。例如，青岛海域曾经观测到连续 27 天的雾。

(4)大洋中没有明显的日变化。一日之中任何时刻都可能产生平流雾，在大洋中没有明显的日变化，但在沿海、港口和岛屿等浅海地区却有明显的日变化。白天，特别是午后，太阳辐射强烈，沿海气温升高雾变稀薄，甚至暂时消散，可是一到傍晚，雾又再度转浓。

(5)随风飘移，常伴有较多的层云。在近岸处，平流雾来临时，往往先见到大片破碎的层云，随后就是贴近海面的大雾涌上岸来。当条件适当时，海雾可伸入内陆几十千米远，然后逐渐消散或抬升为层云、碎层云。

四、辐射雾

1. 辐射雾定义

在晴朗微风而又比较潮湿的夜间，地面辐射冷却使近地面温度下降，当气温降低到露点或露点以下时达到饱和凝结而形成的雾称为辐射雾(radiation fog)。因此，辐射雾是一种典型的“陆雾”，在海面上通常不能产生。辐射雾出现在晴朗、微风、近地面水汽比较充沛的夜间或早晨，日出后，随着地面温度上升，空气又恢复到未饱和状态，雾滴也就立即蒸发消散。发生在沿海的辐射雾与陆地上的不同，它不能因海面直接辐射冷却而形成，往往借助于海面上的悬浮物质、盐粒以及水层等的辐射效应，使贴近海面的一薄层空气达到饱和而形成，一般对航海均无

影响。如遇到风向适宜、风力轻和，在沿海地区产生的辐射雾可随风缓慢地移往附近海面，有时可以扩展到 10 n mile 海域，会给沿岸航行带来一定的影响。沿岸港口的辐射雾会影响船舶进出港及港内的装卸作业。

2. 辐射雾的形成条件

有利于形成辐射雾的条件是：(1)空气中有充足的水汽；(2)天气晴朗少云；(3)低层微风(1～3 m/s)；(4)大气层结稳定。辐射雾形成与平流雾一样均通过冷却过程。晴天是产生辐射雾的有利条件，有云时不利于辐射雾的产生。但雾产生后，晴天也最有利于雾的消散，云则阻碍雾的消散。辐射雾多出现在高压中心区的晴夜，因此早晨出现辐射雾，常预示着当天有个好天气。气象谚语"早晨地罩雾，尽管晒稻谷"，"十雾九晴"就是指的这种辐射雾。例如，冬半年我国大陆上多为高压控制，夜又较长，特别有利于辐射雾的形成。城市及其附近，烟粒、尘埃多，凝结核充沛，因此特别容易形成浓雾(常称都市雾)。如果机场位于城市的下风方，这种雾就会笼罩机场，严重地影响飞机的起飞和着陆。

3. 辐射雾的特点

(1)辐射雾与平流雾相比其范围、厚度均较小。辐射雾的范围不广，它只占据局部地区，多见于峡谷、洼地、湿地或沿海地区。辐射雾的厚度随空气的冷却程度及风力而定。如只在贴近地面的气层内，温度降到露点以下，而且风力微弱，则形成低雾。低雾的高度在 2～100 m 之间，有时低雾厚度不到 2 m，薄薄地蒙蔽在地面上，这种雾称为浅雾。低雾的形成常与近地层的逆温层有关，它的上界常与逆温层的上界一致。如空气冷却作用所及高度增大，辐射雾能伸展到几百米高，这种辐射雾称高雾，范围较广，能持续多日不散，仅在白天稍有减弱。

(2)一年四季都能产生，尤以秋季和冬季最为频繁。冬季，海面水温高于陆地气温，移往海面的辐射雾会立刻消失。因此，往往沿海陆上有雾而海上却没有雾，港内雾很浓，离港后就见不到雾。夏季辐射雾比较少见，这时若有辐射雾移往海面，则因此时水温低于陆地气温，雾就不容易消散。

(3)具有明显的日变化规律。辐射雾形成于夜间，日出前最浓，日出后随着低层气温逐渐升高而减弱消散。通常，在日出前后所产生的辐射雾最容易消散。子夜产生的雾，日出后若干小时方能消散。日落后产生的雾，最不容易消散。在热带地区形成的辐射雾，多在日出后 2 小时内消散。移往海面的小片辐射雾，日出后即消散。除冬季阴天外，辐射雾经午不消散的情况很少。

(4)辐射雾有明显的地方性。我国四川盆地是有名的辐射雾区，其中重庆冬季无云的夜晚或早晨，雾日几乎占 80%，有时还终日不散，甚至连续几天。

五、锋面雾

1. 锋面雾定义

在锋面上暖气团中产生的水汽凝结物(云滴或雨滴)落入较冷的气团内，经蒸发使近地面的空气达到饱和凝结形成的雾，称为锋面雾(frontal fog)。锋面雾经常发生在冷、暖空气交界的锋面附近，随锋面降水相伴而生，故又称降水雾或雨雾。锋面雾对航海的威胁仅次于平流雾。

2. 锋面雾的形成条件

锋面雾最常出现于锢囚气旋中和气旋中暖锋接近中心的部分。它的宽度一般不超过 50 n mile，多出现于暖锋线前，并随暖锋推移，有时落到暖锋线后分片飘散。同样道理，在冷锋后也

可以产生锋面雾。但浓度较大、范围较广的锋面雾，主要出现在锢囚锋两侧和暖锋前。

3. 锋面雾的特点

锋面雾的范围不大，浓度和厚度均小。锋面雾随锋面和降水区的移动而移动，因此在局地持续时间一般较短，当锋面和降水区移动缓慢或停滞不前时，持续时间相应延长。此外，锋面雾出现的时刻和强度变化均不受气温日变化的影响。

六、蒸汽雾

1. 蒸汽雾定义

寒冷的空气覆盖在较暖的水面上，水汽蒸发进入冷空气，达到饱和、凝结形成的雾称为蒸汽雾。蒸汽雾和锋面雾统称为蒸发雾（steam fog）。

2. 蒸汽雾的形成条件

深秋和冬季，陆面比水面冷。从陆面，特别是冰原上的寒冷空气流到较暖的水面上，当气温低于水面温度 15 ℃以上，空气层结稳定时，就会产生蒸汽雾。蒸汽雾多产生于极地冰盖的边缘、冰间水面以及亚洲和北美的东海岸。一般在南方的暖洋流进到极地区域时，极地的冷空气覆盖在暖水面上而形成蒸汽雾。例如墨西哥湾流流入北极的海洋上，常造成北极洋面上大规模的蒸汽雾。有时候，北极的冷空气停留在冰面上，在冰面裂开的地方，冰下较暖的水就露出来，形成局部的蒸汽雾。蒸汽雾大都出现在高纬度的北极地区，所以人们常称它为“北极烟雾”。除了极地区域外，冷空气覆盖暖水面的情形还常出现在内陆湖滨地区。夜间湖水面比陆面暖，当夜间陆风吹到暖的湖面上时，在湖面上就会形成一层比较浅薄的蒸汽雾。在我国多见于冬季渤海和黄海北部。此外，蒸汽雾的发生与风速无关，在 5 ~ 40 m/s 的风速中均观测到蒸汽雾的发生。风向改变可使蒸汽雾消散。

3. 蒸汽雾的特点

蒸汽雾的特点是范围和浓度不大，厚度薄，离水面几米，有时遮不住大船桅杆，持续时间短，日变化明显。蒸汽雾多限于高纬沿海、冰缘和冰间水边较狭窄的水带，稍远的地方就没有这种雾。蒸汽雾一般多产生于清晨，日出后随气温上升而慢慢消散。

七、船舶测算海雾的方法

1. 干湿球温度表法

干湿球温度表的读数差值大，意味着空气中的相对湿度低，不会出现海雾；如果差值越来越小，说明相对湿度不断增大，有向成雾的趋势发展；当干湿球温度相同时，说明空气已达到饱和，就会出现海雾。在雾中，如果干湿球温度表的差值在逐渐变大，表明将驶离雾区。但这种方法在有降水时不适用，因为降水前后的湿度也较大，这时干湿球温度的差值很小，但不一定有雾，因此需要与天气形势分析和其他方法结合起来应用。实际在海上，相对湿度达到 80% 时，就可能出现雾。

2. 露点、水温图解法

以纵坐标表示温度，横坐标表示时间，将沿途观测到的露点、水温资料分别以不同的符号或颜色填在坐标纸上，分别作出水温、露点资料的变化曲线（如图 1-55），图中 t_d 为空气露点温度，t_w 为表层海水温度。当水温高于露点时，无雾。如果这两条曲线的间距越来越窄，雾产生的可能性就越来越大，当露点高于水温时，海雾产生。如果把水温露点曲线按变化趋势延长，还可以估计出船舶末次观测时刻到遇雾的时间，时间乘以船速就是末次观测点到雾区的距离。使用此方法的结果表明：遇雾点在露点、水温曲线的交叉点之后，$t_d - t_w \geq 2$ ℃时，成雾的概率

为 80%；$t_d - t_w < 2$ ℃时，雾会消散。

3. 利用天气形势判断雾

海雾的出现常与相应天气形势有关，适宜的天气系统产生的风将源源不断的暖湿空气输送到冷的海面上，大气层结稳定，便最容易生成雾。例如，在我国沿海出现海雾最常见的有利天气形势为入海变性冷高压西部、气旋和低槽东部、西北太平洋副热带高压西伸脊西部和冷锋或静止锋前部等四种天气形势。

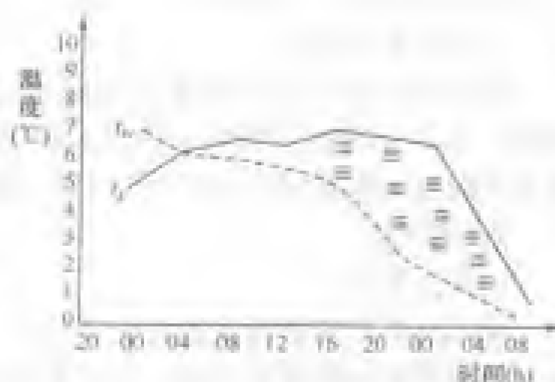


图 1-55 露点水温曲线图

(1) 入海变性冷高压西部的平流雾

冷高压入海后，在其西部能否形成平流雾，主要取决于系统的厚度和系统在海上停留变性的时间。一般说来，冷高压越厚变性越大，在海上停留时间越长，就越有利于在系统的西部形成平流雾。据统计资料分析，厚度达 1 500 m 以上，入海后停留 3 天以上，一般都会出现平流雾（如图 1-56 所示）。雾区的位置由入海冷高压的位置决定。如冷高压中心位于 30°N 以南海面，则雾多出现在华南沿海；这种平流雾多见于春季，一般出现在海陆交界地区。

(2) 气旋或低槽东部的平流雾

这类平流雾与这些系统的相对位置以及沿海地区上空暖湿平流的厚度有关。沿海地区 850 hPa 和 700 hPa 高度上有暖湿平流存在，则有利于平流雾的产生。如由黄河气旋引起的平流雾，主要出现在渤海和黄海北部；由江淮气旋引起的平流雾，主要出现在黄海；东海气旋引起的平流雾，主要出现在东海；由西南倒槽引起的平流雾主要出现在华南沿海。如果在上空的暖湿气流太弱，就不利于平流雾的形成。如图 1-57 所示。



图 1-56 入海变性冷高压西部的平流雾



图 1-57 气旋或低槽东部的平流雾

(3) 西北太平洋副热带高压西伸脊西部的平流雾

夏季，西北太平洋副热带高压势力加强，北跳并西伸至我国沿海地区。西伸的强度和位置决定着能否形成平流雾。如果西伸脊的西缘正好位于我国沿海附近，其强度适中，则有利于平流雾的形成；如果西伸脊太强，一直伸入大陆内部，或其边缘不及沿海时，就不会形成平流雾。而且太平洋副热带高压为暖性深厚系统，维持时间长，所以在此形势下形成的平流雾不仅范围广，厚度大，维持时间也较长，短者 1～2 天，长者 5～6 天或更长。如图 1-58 所示。

(4)冷锋和静止锋前部的平流雾

静止锋、冷锋前面或锋面气旋暖区中的偏南气流有利于暖湿气流的输送,往往会有平流雾出现。气旋暖区北半球盛行西南风,风速适宜时,是雾形成的主要天气形势之一。如图 1-59 所示。

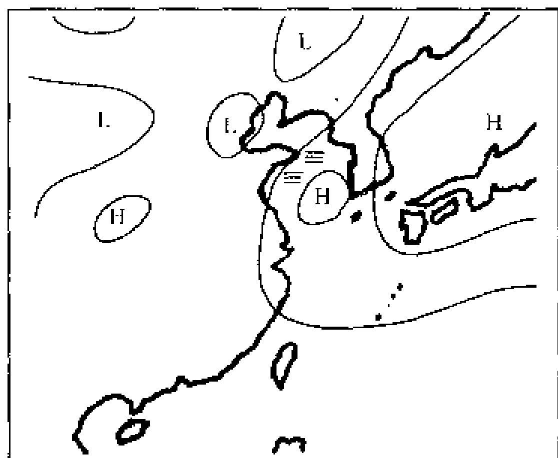


图 1-58 西北太平洋副热带高压西伸脊西部的平流雾

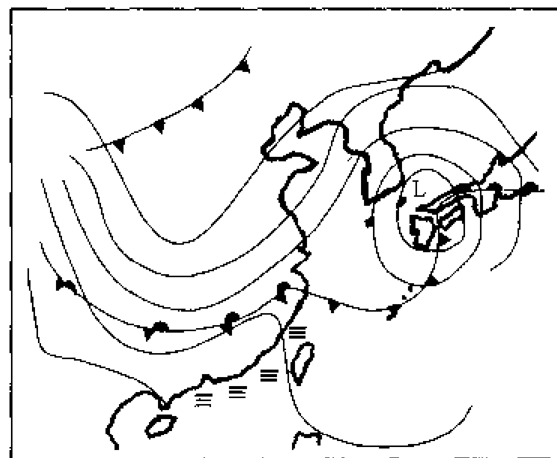


图 1-59 冷锋前和气旋暖区的平流雾

八、海雾在卫星云图中的特征

如果在船上获取效果良好的卫星云图,可以从云图上分析海雾特征。在可见光云图上,海雾的边界非常清晰,色调从淡灰到白色不等,这主要取决于雾层的厚度和太阳高度角的大小。一般说,雾层厚度在 300 m 以上时呈白色,纹理光滑、均匀、无暗影。雾与层云的主要区别是,海雾比层云的边界更加清楚。在近海,海雾的边界与海岸线非常一致,而层云的边界常常是参差不齐的。此外,层云有时有暗影,它的出现与层云相对于海面的高度有关。在红外云图上,雾区与四周海面色调的差异主要决定于表面温度的差别,其形状与可见光云图上的类似,边界清楚,纹理均匀光滑,特别是在白天的图像上,它会更清楚。卫星云图上的海雾特征,由于所处纬度的不同,亦有所差别。我们对比高纬、中纬和低纬的卫星云图上的海雾特征,发现在高纬出现海雾时,海界线最清楚,中纬次之;低纬沿海的海雾紧贴海岸,且雾区狭窄,海岸的轮廓不明显。

九、海面能见度

1. 海面能见度的概念

正常视力的人在海上 180°视野范围内所能看到的最大水平距离称为海面能见度(visibility)。能见度常以 km 或 n mile 为单位表示。所谓"能见"就是能将目标物的轮廓从天空背景上分辨出来。在海洋上,通常以水天线作为目标物进行观测。大气透明度是影响能见度的直接因子,其次是目标物和背景的亮度以及人的视觉感应能力。影响能见度的主要天气现象有沙尘暴、雾、霾、烟、雨、雪和低云等。

2. 海面能见度的等级

根据能见距离的大小,将能见度分成 0 ~9 共 10 个等级(表 1-13),能见度好等级大,能见度差等级小。但在气候资料和世界各国发布的天气报告中,通常能见度不用等级,而以能见度恶劣(visibility bad)、能见度不良(visibility poor)、能见度中等(visibility moderate)、能见度良好(visibility good)、能见度很好(visibility very good)和能见度极好(visibility excellent)等用语来表示。

表 1-13　海面能见度等级表

等级	能见距离		天气报告中能见度术语		可能出现的天气现象
	n mile	km	英文	中文	
0	<0.03	<0.05	visibility bad	能见度恶劣	浓雾
1	0.03~0.10	0.05~0.2			浓雾或雪暴
2	0.10~0.25	0.2~0.5			大雾或大雪
3	0.25~0.50	0.5~1	visibility poor	能见度不良	雾或中雪
4	0.50~1.00	1~2			轻雾或暴雨
5	1~2	2~4	visibility moderate	能见度中等	小雪、大雨、轻雾
6	2~5	4~10			中雨、小雪、轻雾
7	5~11	10~20	visibility good	能见度良好	小雨、毛毛雨
8	11~27	20~50	visibility very good	能见度很好	无降水
9	≥27	≥50	visibility excellent	能见度极好	空气透明

思考题

1. 试比较雾、平流雾、辐射雾、锋面雾、蒸汽雾的定义。
2. 何谓平流雾？简述平流雾形成条件和特征。
3. 何谓辐射雾？简述辐射雾形成条件和特征。
4. 简述中国近海形成雾的主要天气形势。
5. 为什么冬天的早晨时常有雾？
6. 如何利用船上观测的干、湿球温度预测雾的生消趋势？

第十节　船舶海洋水文气象观测

一、概述

1. 意义

船舶海洋水文气象辅助测报（简称船舶测报）是全球天气监视网的重要组成部分，是认识、研究、掌握海洋环境变化规律和为海洋天气预报提供实时资料的有效手段。此外，根据《1974 年国际海上人命安全公约》中关于"危险通报"的有关规定，也要求船舶能够掌握正确观测海上危险天气和海况，并及时进行国际通报的方法。

船舶测报是组织部分生产船只进行海上水文气象观测和发报。搞好此项工作对提供可靠的海洋气象情报资料，提高海上天气预报准确率，保障船舶航行安全具有重要的意义。据世界气象组织 1982 年统计，约有 7 500 余艘测报船舶参加国际海洋水文气象测报的工作。观测数据通过短波、中波、无线电话等通信手段发送。资料记录方式主要按国际海上穿孔卡片的要求排列，船靠港时，送交或邮寄本国负责管理的部门。

船舶测报工作在我国开展至今已 40 多年，承担这一工作的主要是海上交通运输部门的客船、货船，以及从事海上作业的渔船，测报工作均由船舶驾驶员等非专业人员兼任。为提高改进船舶测报工作，实现测报规范化、资料产品标准化，便于国际船舶资料交换以及直接服务于

我国海洋经济开发，国家海洋局将原《船舶水文气象辅助观测规范》（行业标准）修改制订为国家标准的《船舶海洋水文气象辅助观测规范》，经国家技术监督局批准，于2000年2月1日开始执行。

2. 基本要求

(1)船舶测报所获得的资料应能反映出测报船舶所在海域的水文气象基本情况。

(2)船舶测报包括海上水文气象要素的观测、编报和以后的资料处理。

(3)测报船舶（以下简称测船）的测报项目及其测量的准确度等一经确定后不得随意变动。

3. 观测项目、时次、程序

(1)观测项目

气象项目：海面有效能见度、云、天气现象、风、气压、气温和湿度等。

水文项目：海浪、表层海水温度、表层海水盐度、海发光和铅直海水温度等。

(2)观测时次

观测时间一律使用世界时（UTC）。

每天按00、06、12、18时四次观测，但表层海水盐度每天06时采样一次，海发光每天在天黑后进行观测，铅直海水温度每天00时、12时进行观测。

如遇海上天气、海况恶劣的情况，其风、气压、海浪等项目加密到每小时观测一次。

(3)观测程序

测船离港后，按船舶海洋水文气象辅助测报规范进行测报。

观测程序一般由测船自行安排，每次观测应从正点前30 min开始至正点结束。但气象项目观测应安排在正点前15 min内进行，其中气压要素应在接近正点时观测。

遇有船只避让等特殊情况不能准时观测时，可在正点后30 min内补测完毕，并在记录表中有关栏内注明。因故无法补测时，应注明原因。

4. 观测资料的实时传送和非实时资料的报送

(1)观测资料的实时传送

每次观测记录完毕，应立即按规范规定进行编码后发报；观测资料的实时传送由船上驾驶员或报务人员负责并按时实施；测船应将观测报文发给指定的海岸电台或接收岸站；远洋测船的船东主管部门另有要求规定时，可暂不发报。

(2)非实时资料的报送

测船测报后的每一次观测记录及采集的水样均应妥善保管，到达国内港口后应主动报送或通知就近的船舶测报管理部门收取。

5. 一般规定

测报人员每日定时校对观测钟表，使之24 h内误差不大于1 min。观测使用的仪器设备，必须是经国家批准生产的或经国家有关机构鉴定确定质量合格的产品，且在仪器检定的有效期内。严禁使用超检仪器进行观测，超检仪器由船舶测报管理部门送指定单位检定。观测前巡视检查仪器设备，定期对仪器设备进行维护保养，发生故障应及时排除或更换，并在记录表备注栏内注明。当仪器设备有故障时，应用备用仪器观测或目测；测报管理部门要建立测船测报工作情况的技术档案，并及时按规定认真填写；各测报管理部门对收集的资料要按规定进行处理并按时上报。

二、空气温度和湿度的观测

将两支构造完全相同的温度表，放在同一环境中（如百叶箱），其中一支用来测定空气温度，称为干球温度表；另一支球部缠上湿润的纱布，称为湿球温度表。当空气中水气含量未达到饱和时，湿球表面的水分不断蒸发，消耗湿球的热量而降温，同时又从流经湿球的空气中吸取热量。当湿球因蒸发而消耗的热量和从周围空气中获得的热量相平衡时，湿球温度值不再继续下降，这样就维持了相对稳定的干、湿球温度差。

百叶箱应水平地固定在空气流通、远离热源的驾驶台上，距离甲板 1.5 m 处，百叶箱箱门方向不得与船头相同。各种温度表、器测传感器应装在百叶箱内，并便于为干、湿球温度表清洁和为湿球温度表水杯加水或更换纱布。

观测干、湿球温度表时，视线应与温度表水银柱顶端保持同一高度，屏住呼吸，遮住阳光，迅速读数。先读小数，后读整数。干球和湿球温度通常以摄氏度（℃）为单位，读到小数一位。在 0 ℃以下时，记录数值前加"－"号。温度读数按所附检定证进行器差订正。当湿球纱布冻结时，停止湿球温度的观测。使用器测传感器观测应按照仪器使用说明观测干球温度、湿球温度和相对湿度。

读取了干、湿球温度，即可利用湿度查算表，迅速查出各种湿度物理量，如水汽压、相对湿度和露点温度等。

三、气压的观测

气象台测量气压的标准仪器是水银气压表。由于条件限制，船上观测气压通常使用空盒气压表（在国外称晴雨计）或器测传感器。

气压表或器测传感器应水平放置，并固定在温度少变、没有热源、不直接通风、避免阳光直射的房间里，最好有减震装置。

使用空盒气压表观测前，用手轻敲一下气压表玻璃表面，待指针静止时，读指针指示的气压值，读数时视线要通过指针并与刻度面垂直。将读数记在气压读数栏内，记录到小数一位。将气压表读数进行刻度订正（由检定证给出）、温度订正（取平均基值 25 ℃乘以由检定证给出的温度系数为温度订正值）、补充订正（由检定证给出）、高度订正（以船舶平均吃水线至船上气压表安置的高度乘以 0.13 作为高度订正）。此四项订正的代数和称为综合订正值。经上述订正后的气压值为海平面气压，气压单位为 hPa（百帕），记录到小数一位，记在相应栏内。

空盒气压表必须由指定部门定期进行检定方可正常使用。

使用器测传感器观测气压时，应按照仪器使用说明书要求进行。

四、风的观测

风的观测包括风向和风速。我国目前采用 WMO 规定，海面风的观测用正点前 10 min 内的平均风速及相应的最多风向。

风的传感器应安装于船舶大桅的顶部，四周无障碍、不挡风的地方。安装时应调整风向传感器的 0°于船首方向一致。风向、风速传感器的外形是类似于一个没有机翼的螺旋桨机体，螺旋桨和尾翼分别是风速和风向的感应部分。当有风时，由于尾翼的作用，传感器头部始终迎着风的来向，此时其方向就表示当时的风向，螺旋桨转数快慢则表示当时风速的大小。

观测时应记下船舶当时的航向和航速，按照各测风仪器的使用说明，对在航时测得的风向、风速进行记录。风速以 m/s 为单位，记到小数一位。风向以度（°）为单位，记整数。静风时，风速记 0.0，风向记 C。

船在航行时所测风向和风速为合成风向、合成风速，分别记录在相应栏内 然后再根据矢量合成的原理，换算成真风向、真风速，记录在相应栏内。

真风(ture wind)的计算可以由仪器自动进行，输入航向、航速后即可显示出真风向和真风速。也可用图解法，其原理如下。

船舶在航行时，会产生一种风向与船舶运动方向相反，风速与船速相等的风，称为船(行)风(ship wind, navigation wind)。船在航行时测得的风不是真风，而是真风和船风二者的合成风(resultant wind)，又称为视风(apparent wind, relative wind)，即

$$\boldsymbol{v}_A = \boldsymbol{v}_T + \boldsymbol{v}_S \qquad (1\text{-}52)$$

于是有

$$v_T = \boldsymbol{v}_A - \boldsymbol{v}_S \qquad (1\text{-}53)$$

式中，$\boldsymbol{v}_T$ 表示真风，$\boldsymbol{v}_S$ 表示船风，$\boldsymbol{v}_A$ 表示视风。

根据矢量的合成和分解原理，在方格纸上或在海图的罗经花处作图。以方格纸中的一个交点或罗经花的中心为船位点 S，从 S 点向与航向相反的方向画船风矢量 SA，SA 的长度表示船速，再从 S 点作视风矢量 SB，其长度表示视风速。连接 AB，即为真风矢量，箭头由 A 指向 B，是真风的方向，用量角器从罗经花上可量得真风向，用两脚规量取 AB 的长度，按 SA、SB 同样比例所得到的风速即为真风速(图 1-60 左)。

例：某船航向为 90°，船速 10 kn，测得视风向 55°，视风速 8 m/s，试用图解法求真风。

解：如图 1-60 右图所示，任取一线段 a 作为速度 m/s 的长度单位。取一点 S 为船位点，由 S 点画船(行)风矢量 SA，方向与船舶运动方向相反，SA 长度以船速决定，船速 10 kn = 5.1 m/s，故取 $SA = 5.1a$；再由 S 点画视风矢量 SB，视风向为 55°，则视风去向 55° + 180° = 235°，即由 S 点向 235°的方向画出视风矢量 SB，其长度为 $8a$；连接 AB 即为真风矢量，箭头由 A 指向 B，用量角器量得真风去向为 198°，故真风向为 18°，用刻度尺量得 AB 长为 $5.0a$，故真风速是 5.0 m/s。

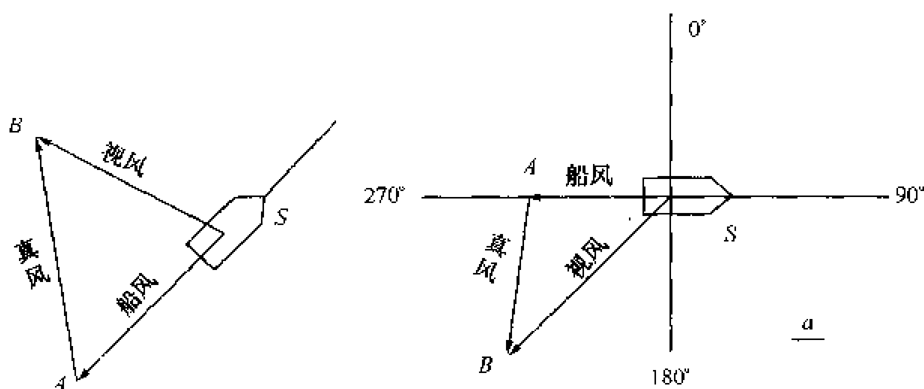


图 1-60 利用矢量合成与分解求真风

当船舶气象仪失灵且无法用其他仪器观测时，必须根据海面状况进行目力测风。测定的风向、风速分别记录在真风向和真风速栏内。在离岸较远的海洋上，风浪的来向与风向一致，可用罗经测定风浪的来向作为真风向。目测真风速可参照表 1-4 中海面征状估计风力等级，以该风级所对应的风速中数值记录在真风速栏内。

五、海面有效能见度的观测

视力正常的人在四周海面二分之一以上视野范围内所能见到的最大水平距离，称为海面有效能见度。能见度以千米(km)为单位。

在白天根据水天交界线的清晰程度判定海面有效能见度。当水天交界线完全看不清楚时，则按经验参照表1-14判定。夜间观测时，应先在黑暗处停留至少5 min，待眼睛适应后进行观测，或根据月光、天黑以前能见度的变化趋势以及当时天气现象和气象要素的变化情况，结合实践经验进行估计。

海面有效能见度记录一位小数，能见度不足0.1 km时记0.0。当夜间无星光、无月光无法进行观测时，相应栏内记"－"。

表1-14　海面有效能见度参照表

海天交界线清晰程度	海面有效能见度(km)	
	眼高出海面的高度≤7 m	眼高出海面>7 m时
十分清楚	>50.0	
清楚	20.0～50.0	>50.0
勉强可以看清	10.0～20.0	20.0～50.0
隐约可辨	4.0～10.0	10.0～20.0
完全看不清	<4.0	<10.0

六、云的观测

云的观测主要是判定云状，估计云量和目测最低云的云底高度。云的观测应尽量选择在能看到全部天空和水天线的位置上进行。观测云时，如阳光较强，需戴黑色(或暗色)眼镜，夜间观测时应避开较强灯光。

1. 云状的观测和记录方法

观测时，应注意当时云的外形特征、结构、色泽、高度和伴随的天气现象。根据不同地理纬度、不同季节，结合云的发展演变过程，参照标准云图进行综合判断。通常按云的外形特征、结构特点和云底高度，将云分成三族十一属。

(1)低云族：有积云、积雨云、层积云、层云、雨层云、碎雨云六属

①积云(Cu)：垂直向上发展的，顶部呈圆弧形或圆拱形重叠凸起，而底部几乎是水平的云块，云体边界分明(包括破碎的不规则的积云块)。如果积云和太阳处在相反的位置上，云的中部比隆起的边缘要明亮；反之，如果处在同一侧，云的中部显得黝黑但边缘带有鲜明的金黄色；如果光从旁边照映着积云，云体明暗就特别明显。淡积云一般无降水，浓积云可降小阵雨(雪)。

②积雨云(Cb)：云体浓厚庞大，垂直发展极盛，远看很像耸立的高山。云顶由冰晶组成，有白色的丝缕状结构，常呈砧状或马鬃状。云底阴暗混乱，起伏明显，有时呈悬球状结构。积雨云常产生雷暴、阵雨(雪)，有时伴有阵性大风，有时降冰雹，云底偶有龙卷产生。

③层积云(Sc)：团块、薄片或条形组成的云群或云层，常成行、成群或呈波状排列。云块个体都相当大，其视宽度角多数大于5度(相当于一臂距离处三指的宽度)。云层有时布满全天，有时分布稀疏，常呈灰色、灰白色，其中常有若干部分比较阴暗。层积云有时可降雨、雪，但强度一般微弱。层积云除直接生成外，也可由高积云、层云、雨层云演变而来，或由积云、积雨云扩张或平衍而成。

④层云(St)：云底低而均匀的云层，像雾但不接触地面或海面，呈灰色或灰白色。层云除直接生成外，也可由雾缓慢抬升或层积云演变而来。由层云分裂或由雾抬升而成的不规则的松散碎片(碎层云)也属层云。层云可降毛毛雨或米雪，但无雨(雪)幡下垂

⑤雨层云(Ns)：厚而均匀的降水云层，完全遮蔽日月，呈灰色，布满全天，常有连续降水。如因降水不时地在云底形成雨(雪)幡时，云底显得混乱，没有明显的界限。雨层云多数由高层云变成，有时也可能直接由高积云、层云演变而成。

⑥碎雨云(Fn)：低而破碎的云，灰色或暗灰色，不断滋生，形状多变，移动快。最初是各自孤立的，后来可渐合并。常出现在降水前、后的降水云层之下。

(2)中云族：有高层云、高积云两属

①高层云(As)：常带有条纹或纤缕结构的云幕，有时较均匀，颜色为灰白或灰色，有时为微带蓝色。云层较薄的部分，可以看到昏暗不清的日月轮廓，看去好像隔着一层毛玻璃。厚的高层云，则底部比较阴暗，看不到日月。由于云层厚度不一，各部分明暗程度也就不同，但是云底没有明显的起伏。高层云可降连续或间歇性的雨、雪。高层云常由卷层云变厚或雨层云变薄而成，有时也可由高积云演变而成。

②高积云(Ac)：高积云的云块较小，轮廓分明，常呈扁圆形、瓦块状、鱼鳞片或是水波状的密集云条，成群、成行或呈波状排列。在地平线30°以上，大多数云块的视宽角度在1°~5°，有时可出现在两个或几个高度上。薄的云块呈白色，厚的云块呈暗灰色。在薄的高积云上，常有环绕日、月的虹彩或颜色为外红内蓝的华环。高层云、层积云都可以与高积云相互演变。

(3)高云族：有卷云、卷层云、卷积云三属

①卷云(Ci)：具有丝缕状结构，柔丝般光泽，分离散乱的云。云体通常为白色无暗影，呈丝条状、羽毛状、马尾状、钩状、团簇状、片状、砧状等。卷云见晕的机会比较少，即使出现，晕也不完整。我国北方冬季卷云有时会下微量零星的雪。日出之前，日落之后，在阳光反射下，卷云常呈鲜明的黄色或橙色。卷云可以从卷层云演变而来，有的是积雨云顶部残留下来的。

②卷层云(Cs)：像白色透明的幕，有时云薄的几乎看不出来，日、月透过云幕时轮廓分明，地物有影，常有晕环，使天空呈乳白色。有时丝缕结构隐约可辨，好像乱丝一般。冬季卷层云可有少量降雪。厚的卷层云易与薄的高层云相混，日月轮廓分明，地物有影，或有晕，或有丝缕结构者为卷层云。如果可辨日、月位置，地物无影，也无晕则为高层云。

③卷积云(Cc)：似鳞片或球状的细小云块组成的云片或云层。常排列成行或成群，很像轻风吹过水面所引起的小波纹，白色无暗影，有柔丝般光泽。卷积云可由卷云、卷层云蜕变而成。有时高积云也可演变成卷积云。真正的卷积云不常见。整层高积云的边缘，有时有小的高积云块，形态和卷积云相似，但不要误认为卷积云。只有符合下列条件之一或以上者，才是卷积云：(a)与卷云或卷层云之间有明显的联系。(b)由卷云或卷层云蜕变而成。(c)确有卷云柔丝光泽和丝缕状的特点。

云状按国际简写字母，分高、中、低三族记入记录表相应栏内。同族云出现多属时，云量多的记在前，云量相同时，记录的先后秩序自定。无云时(包括某一族)相应云状栏空白。无法判断时，相应栏记"-"。

2. 云量的观测和记录方法

云量的观测包括总云量和低云量的观测。将全天空分成10等分，全天无云记0，天空完全为云所遮蔽时记10，天空为云所遮蔽，但从云隙中可见蓝天，则记10^-；云占全天1/10，总云

量记1，云占全天2/10，总云量记2，其余依此类推。天空有少许云，云量不足0.5时，总云量也记0。总云量记入记录表相应栏内。低云量是指天空被低云所遮蔽的成数，记录方法同总云量。

天空无云，或者虽有零星云层，但云量不到2成时称为晴；低云量在8成以上称为阴；中、低云的云量为1~3，高云的云量为4~5时，称为少云；中、低云的云量为4~7，高云的云量为6~10时，称为多云。一般说来，当天空被云掩蔽，颜色发白，地上东西显得明亮时，这种云较高。相反，云色呈灰或灰黑色，显得阴沉，这种云则较低。移动慢的云较高，移动快的云较低。

3. 最低云底高度的观测和记录方法

云高只测定低云云底高度。观测时结合当时的季节，天气条件及不同的地理纬度进行目测。以m为单位记入相应栏内。

4. 几种特殊情况的云量、云状的观测和记录

（1）因雾使天空的云量、云状无法辨明时，总、低云量记10，低云状栏内记"≡"。因雾使天空的云量、云状不能完全辨明时，总、低云量记10，低云状栏内记"≡"，可见的云状记相应栏内。

（2）因霾使天空的云量、云状全部或部分不明时，总、低云量记"—"，低云状栏内记"∞"，相应栏内记录可辨明部分的云状；若透过这些现象能完全辨明云量、云状时，则按正常情况记录。

（3）夜间应站在没有灯光或灯光比较暗的地方进行观测，根据星光的有无和模糊程度来判断是否有云或什么云。高云一般都可见星光，Cs使星光模糊而均匀，Ci使星光有的地方明亮，有的地方模糊。层状云（Ns、As、St）一般都遮蔽全天，看不到星光。As使天空较明亮，Ns使天空较暗黑，St使天空均匀低暗。若不能判断云状，则估计天空被遮蔽而看不到星光的那一部分作为总云量，云状和低云量栏记"—"。

七、天气现象的观测

天气现象（weather phenomena）指在大气中、海面上或船体（或其他建筑物）上产生或出现的降水、水气凝结物（除云外）、冻结物、干悬浮物和声、光、电等现象，也包括一些风的特征。

船舶观测的天气现象有以下15种（表1-15），现将它们的主要特征简述如下：

1. 霾（haze）

大量极细微的尘粒、烟粒、盐粒等均匀地浮游在空中，使海面能见度小于10 km的空气普遍浑浊现象。霾使远处光亮物体微带黄、红色，使黑暗物体微带蓝色。

2. 轻雾（mist）

微小水滴所构成的灰白色的稀薄雾幕，出现时海面能见度在1~10 km之间。

3. 雷暴（thunderstorm）

产生在积雨云中，在云与云间或云与地之间的放电现象。表现为闪电兼有雷声，有时只闻雷声不见闪电。

4. 龙卷（spout）

一种小范围的强烈旋风，从外观看，是从积雨云（或发展很盛的浓积云）底下垂的一个漏斗状云体。

5. 雾（fog）

大量微小水滴或冰晶浮游空中，常呈乳白色，使水平能见度小于1 km。

6. 毛毛雨(drizzle)

稠密、细小而十分均匀的液态降水,下降情况不易分辨,随空气微弱的运动漂浮在空中,徐徐落下,迎面有潮湿感。落在水面无波纹,落在甲板上只是均匀地湿润甲板而无湿斑。

7. 雨(rain)

滴状的液态降水,下降时清楚可见,强度变化较缓。落在水面上会激起波纹或水花,落在甲板上可留下湿斑。

8. 雨夹雪(rain and snow)

半融化的雪(湿雪),或雨、雪同时下降。

9. 雪(snow)

固态降水,大多是白色不透明的六分支的星状、六角形片状或柱状结晶。常缓缓飘落,降水强度变化较缓慢,温度较高时多成团降落。

10. 阵雨(showery rain)、阵雪(showery snow)、阵性雨夹雪(thunder rain and snow)

开始和停止都较突然,强度变化大的降水。

11. 冰雹(hail)

坚硬的球状、锥状或形状不规则的固态降水。雹状一般不透明,外面包有透明的冰层,或由透明的冰层与不透明的冰层相间组成。大小差异很大,大的直径可达数十毫米,常伴随雷暴出现。

12. 雷雨(thunder shower)

雷暴和降水同时出现。

13. 沙尘

大风扬起大量的沙粒、尘土等均匀地浮游在空中,使水平能见度减小的空气浑浊现象。一般将水平能见度 <1 km 的沙尘天气称为沙尘暴,1~10 km 的沙尘天气称为扬沙,>10 km 的沙尘天气称为浮尘。

现在天气(current weather)是指在定时观测时出现的天气现象。过去天气(past weather)是指在定时观测之前 6 h 内出现的天气现象。此外,还有一些视区内出现的天气现象应随时观测和记录。在观测天气现象的时间内所观测到的天气现象用天气现象符号分别记录在现在天气现象栏和过去天气现象栏内(见表 1-15)。

表 1-15 天气现象种类及对应符号

天气现象	符号	天气现象	符号	天气现象	符号
霾	∞	毛毛雨	ʼ	阵雪	*▽
轻雾	=	雨	•	阵性雨夹雪	•*▽
雷暴	⟦R⟧	雨夹雪	•*	冰雹	▲
龙卷	)(	雪	*	雷雨	•R
雾	≡	阵雨	•▽	沙尘暴	S→

八、海浪的观测

海浪是指海面上出现的风浪和涌浪。海浪是船舶海洋水文气象观测的重要项目之一,采用目测的方法进行观测,观测点应选择在视野开阔处。规定观测的项目为风浪高、涌浪高和涌浪向。浪高的单位为米(m),涌浪的方向是指波浪传来的方向,其单位为度(°)。波高是指

相邻的波峰与波谷间的垂直距离。观测波高时首先根据浪的特性，区分出风浪和涌浪，各挑选较远处5个显著大波，分别取平均值作为风浪和涌浪的波高值，精确到小数1位，记入相应栏中。

观测时可利用船体吃水线至甲板的距离作为测定波高的参考标尺。若波长大于船长时，可在船处于波谷时观测前后的波峰高度相当于船身高度的倍数（或几分之一）来确定波高。观测时，如果船体发生倾斜，则应将通过上述过程测得的波高进行适当的倾角订正。

观测涌浪向时用罗经上的方位仪，使瞄准线平行于离船较远、波高较大的涌浪波峰线，然后转动90°，使其对着涌浪来向，则指针读数即为涌浪来向。需要说明的是，海面上可能同时存在从几个方面传来的涌浪，按规定只对其中波高最大的那列涌浪的波高和涌浪的方向进行观测。

九、表层海水温度的观测

表层海水的温度是指海水表面到0.5 m深处之间的海水温度，单位为摄氏度（℃）。用表层海水温度表观测时，先将帆布桶放入海水中感温1 min后采水提上，把水温表放入桶中搅动感温2 min后读数。读数时，水温表贮水杯不能离开采水桶水面，将水温表倾斜，使眼睛与水温表水银柱头保持在同一水平面上。先读小数后读整数。夜间观测时，应将水温表置于眼睛与光源之间进行读数。尽量不将水温表提出帆布桶，如不能在桶内读数，应保留水杯中的海水。观测完毕用淡水冲洗水温表及帆布桶。因大风浪或冰冻等恶劣天气影响时，可取消观测。

十、表层海水盐度的观测

表层海水盐度是指海水表面到0.5 m深度之间的海水实用盐度。海水实用盐度由如下公式确定：

$$S = a_0 + a_1 k_{15}^{1/2} + a_2 k_{15} + a_3 k_{15}^{3/2} + a_4 k_{15}^{2} + a_5 k_{15}^{5/2} \tag{1-54}$$

式中，S为实用盐度，$a_0 = 0.008$，$a_1 = -0.1692$，$a_2 = 25.3851$，$a_3 = 14.0941$，$a_4 = -7.0261$，$a_5 = 2.7081$，k_{15}表示温度为15 ℃时，一个标准大气下，海水样品的电导率与相同温度和压强下质量比为32.4356×10^{-3}的氯化钾溶液的电导率比值。当k_{15}精确地等于1时，海水样品的实用盐度恰好等于35，即$\sum a_i = 35.000 = 35.000$。表层海水盐度单位为无量纲，精确度要求为±0.05。

海水样品的采集与保存：①每天06Z测水温时采水样一瓶；②采用密封性能好的样品瓶，用帆布桶采水，每次采集量至少250 ml；③装样品时，先倒净瓶中剩余海水，用现采海水冲洗样品瓶及瓶塞两遍，然后灌入海水样品，盖紧瓶塞，记下瓶号；④海水样品必须放在室内阴暗处，待到港后交测报管理部门。

十一、海水发光的观测

海发光是指夜间海面出现的浮游微生物的发光现象。观测时站在背光的黑暗处，注视海面浪花或航行航迹浪花上的发光现象。对照表1-16判定发光强度及等级，记入海发光栏内。因月光或其他原因影响，无法观测到海发光时记"×"。

表1-16 海发光等级表

等级	海发光程度
0	无海发光现象
1	发光勉强可见
2	发光明晰可见
3	发光显著可见
4	发光特别明亮

思考题

1. 说明船舶海洋水文气象观测的主要项目、时次和基本要求。
2. 简述由干、湿球温度查算相对湿度和露点的过程。
3. 测定本船气压需要经过哪些订正? 为什么需要订正?

第二章　海洋学基本知识

本章主要介绍海流、海浪、海冰等与船舶作业有密切关系的海洋学方面的基本知识。

第一节　海洋概况

地球上广大的连续水体总称为海洋。它构成了地球的"水圈"。海洋的面积占地表总面积的70.8%，海水的总质量约为地球质量的1‰。由于海水中含有大量盐分，海水的密度是盐度、温度和压力的函数，一般为1.01～1.03 g cm^{-3}。

根据水文及海洋形态特征，可将海洋划分为主要部分和附属部分。主要部分称为洋，附属部分是洋的边缘部分，称之为海、海湾和海峡。

一、洋

洋(ocean)是海洋的中心部分，是海洋的主体。世界大洋的总面积约占海洋面积的89%。大洋的水深，一般在3 000 m以上，最深处可达1万多米。大洋离陆地遥远，水文要素和盐度不受大陆的影响，相对来说比较稳定，季节变化小，平均盐度为35‰。大洋的水色蔚蓝，透明度很大，水中的杂质很少。每个大洋都有自己独特的洋流系统和潮波系统。世界大洋是互相沟通的。根据岸线的轮廓、底部起伏和水文特征，世界大洋分为太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋(有些学者将北冰洋划为大西洋的附属海)。

1. 太平洋

太平洋位于亚洲、大洋洲、美洲和南极洲之间，北端的白令海海峡与北冰洋相连，南至南极洲，并与大西洋和印度洋连成环绕南极大陆的水域。太平洋西南边，通过马六甲海峡与印度洋相连，并以苏门答腊、爪哇、新几内亚等岛屿和澳大利亚与印度洋分界。16世纪，西班牙的航海家麦哲伦从大西洋经麦哲伦海峡进入太平洋并到达菲律宾，航行其间，天气晴朗，风平浪静，于是把这一海域取名为"太平洋"。太平洋东西宽处约19 000 km，南北最长约16 000 km，面积约1.8亿平方千米，占世界海洋总面积的50%，超过了世界陆地面积的总和。太平洋平均深度为3 957 m，而在马里亚纳海沟的最深处可达11 034 m。太平洋周边是地球上火山地震最频繁的地带，在40°S的地方，终年西风肆虐，狂风恶浪，被称为"咆哮西风带"。

2. 大西洋

大西洋位于欧洲、非洲、美洲和南极洲之间，是世界第二大洋，也是最年轻的大洋。大西洋的面积为9 336.3万平方千米，平均深度为3 627 m，最大深度为9 219 m。约占海洋总面积的25.4%，是太平洋面积的一半。大西洋位于直布罗陀以西，原名叫"西方大洋"。汉文译名大西洋，是明朝时欧洲传教士翻译过来的，一直延用至今。

大西洋北部气温高于南部。东西两侧气温差别也很大，在南北纬30°之间，东部比西部约低5 ℃；在30°N～60°N，东部气温又高于西部约10 ℃，使西欧的气候终年温暖如春。如法国的巴黎，它与我国的东北哈尔滨位置相仿，但巴黎的冬日气温，却与中国的上海、南京相似。在南大西洋，30°S以南，东西两侧差别不明显。

大西洋的航运业极为发达。西部通过中美洲巴拿马运河，直通太平洋；也可绕过南美南端合恩角，穿过德雷克海峡或麦哲伦海峡，到达太平洋。东部穿过直布罗陀海峡进入地中海，穿过苏伊士运河经红海，到达印度洋；也可绕过非洲南端的好望角，进入印度洋。大西洋与北冰洋的联系，比其他大洋都方便，有多条航道相连通。大西洋有多条国际航线，联系欧洲、美洲、非洲的沿岸国家，货运量居各大洋第一位。尤以北大西洋更为繁忙。联系北大西洋与北海的多佛尔海峡和英吉利海峡，是世界海上交通最繁忙的地方。

3. 印度洋

印度洋位于亚洲、非洲、大洋洲和南极洲之间，是世界第三大洋，总面积 7 491.7 万平方千米，约为海洋总面积的 1/5。它的平均深度为 3 897 m，最深为 7 729 m。印度洋北部是封闭的，南段敞开；西南绕好望角，与大西洋相通；东部通过马六甲海峡和其他许多水道可流入太平洋；西北通过红海、苏伊士运河，通往地中海。15 世纪末，葡萄牙航海家达伽马，绕过好望角，进入这个洋，并找到了印度，就正式把"通往印度的洋"称为印度洋了。

印度洋的主体位于 15°N 与 40°S 之间，大部分处在热带和亚热带，所以它是一个热带的大洋。气候比较温暖，水温与气温都比较高。盐度也比较高，红海的盐度高达 42‰，是盐度最高的海域之一。

4. 北冰洋

北冰洋大致以北极圈为中心，位于地球的最北端，被欧亚大陆和北美大陆环抱着，有狭窄的白令海峡与太平洋相通；通过格陵兰海和许多海峡与大西洋相连，是世界大洋中最小的一个，面积仅为 1 500 万平方千米，不到太平洋的十分之一。它的深度为 1 097 m，最深为 5 499 m。1650 年，荷兰探险家 W·巴伦支，把它划为独立大洋，叫大北洋。1845 年，英国伦敦地理学会命名，经中文翻译为北冰洋。

北冰洋是世界上气候条件最恶劣的地区之一，由于位于地球的最北部，每年都会有独特的极昼与极夜现象出现。每年 10 月到来年 3 月，冬半年为"长夜"；4 月至 9 月，夏半年为"长昼"。经过一个"白天"和一个"夜晚"，就是一年。每逢长夜来临，大自然只有美丽的月光和五彩缤纷的极光，给人们带来光明和安慰。但极光的美，无法掩饰北冰洋恶劣的气候。

二、海

海是大洋边缘的附属部分。海的面积约占海洋的 11%，海的水深比较浅，平均深度从几米到 2～3 km。海临近大陆，受大陆、河流、气候和季节等因素的影响，海水的温度、盐度、颜色和透明度均有明显的变化。夏季，海水变暖，冬季，水温降低；有的海域，海水还要结冰。在大河入海的地方，或多雨的季节，海水会变淡。由于受陆地影响，河流夹带着泥沙入海，近岸海水混浊不清，海水的透明度差。海没有自己独立的潮汐与海流系统。

按照海的地理位置可分为内陆海和边缘海。内陆海是位于陆地内部，仅通过一个或几个海峡与大洋相通的海，它又称为地中海。内陆海又分陆间海和陆内海。陆间海是在几个大陆之间的海，如欧洲与非洲之间的地中海。陆内海是在一个大陆内的海，如波罗的海、红海、波斯湾、渤海等。边缘海是位于大陆边缘，以岛弧或半岛与大洋为界，海流和潮流直接受大洋影响。靠近大陆一面受大陆影响大，水文状况的季节变化显著。连接大洋的那一面受大洋影响大，水文状况相对比较稳定，如日本海、白令海、鄂霍次克海、黄海、东海、南海等。

三、海湾

洋或海的一部分延伸入大陆，其深度和宽度逐渐减小的水域称为湾(gulf，bay)，如比斯开

湾、孟加拉湾、北部湾等。在海湾内常出现最大潮差，如杭州湾的钱塘江潮差达 8～9 m，巴芬湾可达 18～21 m。

四、海峡

海洋中相邻海区之间宽度较窄的水道称为海峡（strait，channel）。海峡的特点是流急。世界上可通航的海峡约有 130 个，其中较重要的有 40 个，如佛罗里达海峡、马六甲海峡、直布罗陀海峡、台湾海峡、津轻海峡等。

应当指出的是，由于历史习惯等原因，原本是海，仍称为湾的有波斯湾、墨西哥湾等。原本是湾，却仍称为海的有阿拉伯海等。

思考题

简述洋、海、海湾、海峡的划分情况及其主要特征。

第二节　海　流

海流是对船舶航行有较大影响的一种海洋环境因素。顺流使船舶加速，逆流使船舶减速，横流使船舶航迹发生漂移。海流还能带动流冰，影响船舶安全。此外，海流对天气和气候也有显著影响。

一、海流概述

1. 海流的定义及分类

海流是指海水大规模相对稳定的流动，是海水重要的普遍运动形式之一。所谓"大规模"是指它的空间尺度大，具有数百、数千千米甚至全球范围的流动；"相对稳定"的含义是在较长的时间内，例如一个月、一季、一年或者多年，其流动方向、速率和流动路径大致相似。海流一般是三维的，由于海洋的水平尺度远远大于其垂直尺度，因此水平方向的流动远比铅直方向上的流动强得多。习惯上常把海流的水平运动分量狭义地称为海流，而其垂直分量称为上升流和下降流。海流的主轴是指海流流动方向上流速最大点的连线。海流的规模常用流幅来表示，流幅是指垂于主轴的水平宽度和上下厚度。海流的强弱常用平均流速或平均流量表示。

海流的单位常用 kn（节）和 n mile/d（海里/天）表示。海流是矢量，其方向以流的去向表示，通常用 8 方位或度数为单位来表示。

按照海流的成因，海流可以分为风海流、梯度流、补偿流和潮流等；按照海流本身的温度与其所流经海域的温度高低，海流可以分为冷流、暖流和中性流；按照海流方向与海岸的相对位置，可以分为向岸流、离岸流和沿岸流。在海岸带实测到的海流通常是潮流、风海流、地转流等叠加后的合成海流，可以分解为周期性的海流（潮流）和非周期性的海流（余流）。实际的海流往往是多种原因共同作用的结果，其中可能有一种原因是主要的。例如在近海通常以潮流为主，在外海则以风海流为主。

2. 海流的表示方法

海流多以矢量分布图来表示，常用的有流场分布图和海流频率玫瑰图。流场分布图是表示某一时刻或某一段时间内（常用旬或月）的平均流况，常以观测点或网格区内的平均流速矢量表示，箭头指向海流方向，以箭矢的长度、粗细、羽尾数或标值表示流速大小。海流传真图多采用此种方式。在图 2-1 中将海域分为 1°×1°的网格，每个方格中的箭矢表示该月的合成海

流方向，左下角数字表示该月总观测次数，右上角数字表示该区域内的平均流速(kn)，方格内不标数字的是季节合成流。

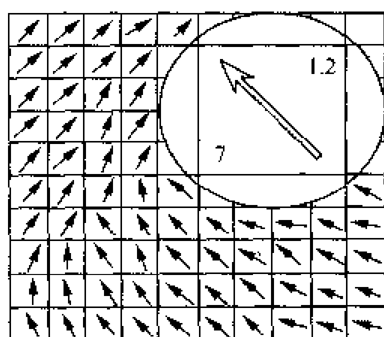


图 2-1　海流流线图

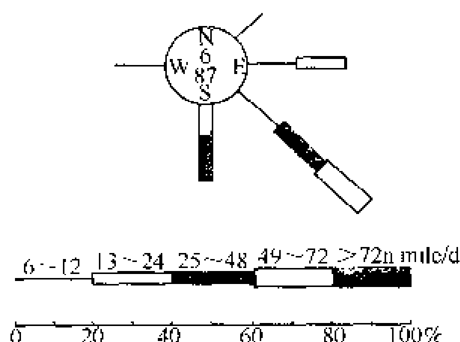


图 2-2　海流频率图

海流花(Current Rose)图和风花(Wind Rose)图类似，矢向表示各网格区中该方向上的流向，矢量长度表示该方向流速出现的频率。平均流速则以矢量的粗细或者不同形式的箭矢表示。例如，图 2-2 中，圈内数字 87 表示观测次数为 87 次，其中流速小于 6 n mile/d 的占 6%。东南流有三种流速：流速 6~12 n mile/d 的占 14%；流速 25~48 n mile/d 的占 15%；流速 49~72 n mile/d 的占 15%。本月东南流占总数的 44%、各个方向的流速≥6 n mile/d 的流加起来总数占 95%。这种图多见于航海气候资料中。

3. 表层风海流成因及特征

风力作用于海面时，可产生对海面的正压力和切应力，故风作用于海面时，可同时产生波浪运动和使海水向前运动的海流。当切应力、下层静止海水对上层运动海水的黏滞摩擦力和地转偏向力达到平衡时，便形成稳定的风海流。通常将某一短期天气过程或阵性风形成的海流称为风生流(wind-Induced current)，其流向和流速均随当时风向和风速变化。而将大范围盛行风所引起的流向、流速常年都比较稳定的风海流称为定海流，亦称为漂流(Drift)或吹流。

无限深海表层风海流的流速经验公式为

$$v_0 = \frac{0.024\,7w}{\sqrt{\sin\varphi}} \tag{2-1}$$

式中，v_0 为无限深海表层流速(以 kn 为单位)，w 为海面风速(以 m/s 为单位)，φ 为纬度。

根据艾克曼漂流理论，在无限深海中，由于地转偏向力的作用，表层风海流的流向在北半球偏于风的去向之右约 45°；在南半球则相反，偏于风的去向之左约 45°。

图 2-3 给出了无限深海中的风海流的方向和强度随深度的变化关系。海流流向随着深度的增加而逐渐向右(南半球向左)偏转，流速随着深度的增加逐渐变小。到某一深度时，流向与表层海流相反而流速仅为表层流速的 5%。观测表明，风海流一般只存在与洋面以下 200~300 m 的深度内。

在浅海中，流向与海深、摩擦深度有关，流速表达式很复杂。当海深很小时，流向与风向几乎一致。

4. 地转流

地转流也称梯度流，其成因类似于大气运动中的地转风，它是指当等压面(海面)发生倾斜时，海水的水平压强梯度力和水平地转偏向力平衡时的稳定海流。根据引起等压面倾斜的原因不同，地转流又可分为倾斜流和密度流两种。

倾斜流是指在不均匀的外压场作用下的地转流。例如，海洋上大气压分布不均匀，大河入海的河口或迎风的海边出现的海水不均匀堆积等引起的海面（等压面）倾斜。观测者若背倾斜流而立，则右边等压面高，左边等压面低（南半球相反）。流速大小与等压面的倾斜程度有关，倾斜度越大，水平压力梯度也越大，流速就越大。

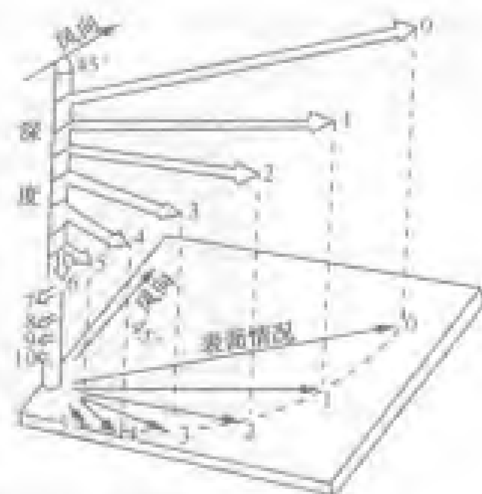


图 2-3　无限深海中风海流随深度的变化

由于海水密度分布不均匀引起的等压面倾斜而产生的地转流称为密度流。海水密度的变化与海水温度、盐度的变化密切相关。如图 2-4 所示，海水温度和盐度的变化主要表现在上层海水中，所以海水密度变化的特点也是上层大，下层小，随着深度的增加，逐渐趋于均匀，因此密度流随着深度的增加而减弱。在通常情况下，海水温度的变化比盐度的变化大得多，从而导致等压面从高温区向低温区倾斜。观测者若背密度流而立，则右边等压面高，密度小（温度高）；左边等压面低，密度大（温度低）。在南半球则相反。

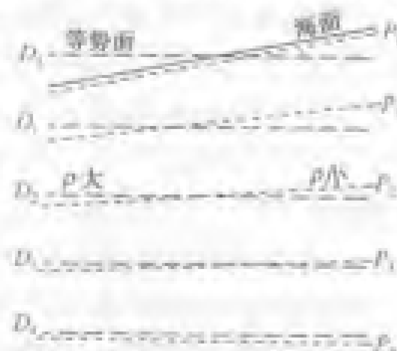


图 2-4　密度不均匀引起等压面倾斜

5. 冷流与暖流

海流的水温低于它所流经海域的水温称为冷流，亦称寒流。通常由高纬度流向低纬度的海流为冷流，如拉布拉多冷流、亲潮等。

海流的水温高于它所流经海域的水温称为暖流。通常由低纬度流向高纬度的海流为暖流，如湾流、黑潮等。

海流的水温与它所流经海域的水温基本一致，称为中性流。通常沿东西方向流动的多属于中性流，如南、北赤道流。

二、世界大洋表层海流模式

世界大洋表层海流以风海流为主，其形成主要受制于海面风场。由于稳定风系的作用，大洋表层的海水产生相应的流动。将世界海洋环流分布与世界风带的分布加以比较，就可以看出两者之间有密切的关系。综合各大洋海流的基本状况，可以概况出如图 2-5 所示的大洋海流模式。其中划斜线的区域表示大陆。

1. 信风流

在稳定的东北信风和东南信风作用下，形成了两支强大的信风海流，分别称为北赤道流和南赤道流。它们自东向西流动，横贯大洋，宽度约为 2 000 km，流速均为 0.5 ~1 kn，靠近赤道一侧比另一侧要大，可达 1 ~2 kn。这两支海流基本沿纬圈方向流动，其温度与周围水温差不多，属于中性流。

南、北赤道流的位置并不以赤道为对称，而是稍稍偏北。只有南印度洋的南赤道流位于 10°S 与南回归线之间。此外，北印度洋的北赤道海流仅在冬季出现。

2. 赤道逆流

在南、北赤道之间有一支自西向东流的赤道逆流，这是由于南、北赤道流到达大洋西岸时，

受到大陆的阻挡分支而成的。赤道逆流在大洋东岸分支，又分别汇入南、北赤道流。它也是一支中性流。

赤道逆流的位置与赤道无风带一致，偏于赤道以北，约在3°N～5°N到10°N～12°N之间。流速1 kn左右，最大流速可达3 kn。北半球冬季较弱，许多地方只有0.5 kn，甚至更小。

3. 西边界流

南、北赤道流流到大洋西岸后分支，小部分向赤道汇入赤道逆流，大部分则转向高纬一侧，沿着大陆的边缘流动，成为近岸水系和大洋水系之间的边界，称为边界流。在大洋西部，当海水从赤道向极地运动时，地转偏向力也逐渐增大，使海流不断向东偏转，沿着顺时针方向运动（南半球沿反时针方向），加上风系的切应力作用，导致大洋西部海水的加速运动。在各大洋中，所有强大的海流都集中在大洋西部的狭窄边缘上，如黑潮、湾流等。大洋的西边界流由于来自热带洋面，水温高，流速大，是较强的暖流，将大量的热量和水汽向高纬度输送。

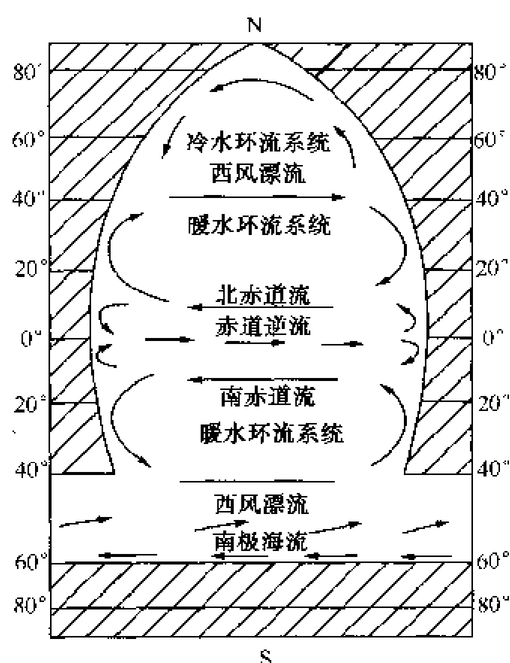


图2-5 全球大洋环流模式

4. 西风漂流

西边界流进入盛行西风带后便形成了基本上从西向东流动的西风漂流，其暖流特性可一直保持到横越大洋。在南半球因无大陆阻隔，形成一个连续水环，三大洋西风漂流彼此沟通。

5. 东边界流

西风漂流流至大洋的东岸分支，一支主流沿着大陆的西海岸流向低纬，分别汇入南、北赤道流中，构成了大约在纬度40°以下顺时针方向的大循环。这些大洋东部的海流，称为大洋的东边界流。与西边界流相比，东边界流是一支流动缓慢，幅度宽广，影响深度较浅的海流。平均流速约为0.5 kn或以下，具有寒流性质。

由此可见，北半球中低纬的环流系统主要是受东北信风和盛行西风作用而形成的，同时信风带和盛行西风带的位置移动及强弱变化也是这个大环流系统变化的原因。不过，这两个风带都比较稳定，所以该环流变化也不大。因为这一环流系统是在中低纬度地区进行的，水温总的来说较高，所以又称为暖水环流系统。

6. 高纬冷水环流和南极海流

在北半球，西风漂流到达大洋东岸向高纬的分支是暖流，进入极地东风带后，在风系和岸形的影响下，先向西然后在大洋西部折向南行，具有寒流性质。它在大约40°N附近与西风漂流汇合，构成一个反时针方向的小循环。这个小循环的海水温度较低，特别是大洋西岸，冬季结冰，春夏多浮冰和冰山，所以这个系统被称为冷水环流系统。

在南半球因陆地少，三大洋在西风带里相互接连，西风强劲，相应而形成的自西向东的西风漂流，没有出现顺时针方向的小循环。在南极大陆周围出现受极地东风影响而产生的自东向西的南极海流，这种海流常被南极岸形和其他因素影响而发生的地方性海流所切断。

北印度洋海流受季风影响，随季风的风向变化而变动，称季风流。

综上所述可知，实际海洋主要环流系统的形成是盛行风带、地转偏向力、海陆岸形分布等

因子共同作用的结果。

三、世界海洋表层海流系统

各大洋的主要海流系统如图2-6所示。

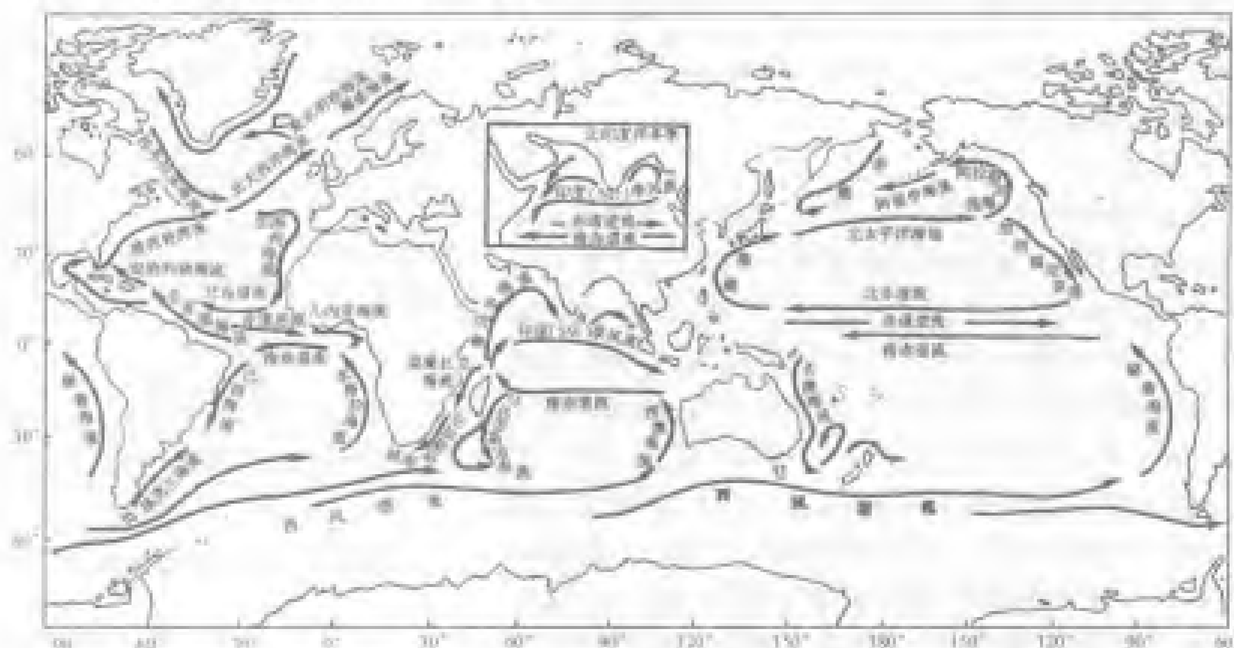


图2-6 世界大洋主要表层海流示意图

1. 太平洋的海流系统

在北太平洋上，北赤道流从加利福尼亚尖端的东南部洋面开始，从东向西横越太平洋，平均流速为0.5~0.7 kn，最大流速发生于夏季，约为1~2 kn。海流所占水域范围从10°N到20°N~22°N，夏季偏北，冬季偏南。

北赤道海流的主流在菲律宾以东转向北上，形成北太平洋上的强大暖流——黑潮（Kuroshio）。

黑潮在台湾以东洋面的宽度约为150 n mile，流速1~1.5 kn。然后，它越过台湾东部洋面进入东海，沿着大陆架边缘北上，宽度变窄，流速有所增加，在琉球以西，流速增至2~2.5 kn，宽约80 n mile。黑潮在台湾附近分离出一支称为台湾暖流，在日本九州岛西南海域分出两支，一支流向黄海称为黄海暖流，另一支经过对马海峡进入日本海称为对马海流。黑潮经土噶喇海峡流出东海，并沿着日本群岛向东北方向流动。在日本九州岛东部海域，流宽约为80 n mile，流速为2~2.5 kn。在四国外海，流速急增，表层流速达3~4 kn，宽约为110 n mile，且最大流速位置非常接近海岸，距离只有50 km。

黑潮虽是一支比较稳定的强大海流，但其主轴的位置、宽度和流速都有明显的季节性变化，其变化规律尚未弄明，所以要注意接收传真海流图发布的最新资料。黑潮的温度、盐度都较高，夏季在台湾以东洋面，水温有时可达30 ℃，在日本南部洋面，水温达27~28 ℃；冬季在台湾外海为22~23 ℃，在日本南部洋面也达20 ℃。

通常，从台湾到35°N处这一段称为黑潮。在35°N附近，黑潮离开海岸向东流去，至160°E这一段称为黑潮续流。这一段又分为两支，在35°N附近，主要一支流向正东，在到达160°E以前始终保持着明显的暖流特征；另一支继续向东北，可达40°N附近，在那里与北方南下的亲潮寒流汇合，并一起转向东流成为北太平洋海流。

北太平洋海流较宽,流速较小,约为0.5~1 kn。它到达北美西岸分为南、北两支,南支称为加利福尼亚流,属于寒流,主流距岸10 n mile,平均流速约为0.5 kn,它与北赤道流相接,构成一个顺时针方向的大环流系统。

南、北赤道海流之间,约3°~5°N间为自西向东流动的赤道逆流,流速约为0.5~1 kn。

北太平洋海流的北支,沿加拿大西海岸进入阿拉斯加湾,形成阿拉斯加暖流。它的一部分沿阿留申群岛南下汇入北太平洋海流,仍呈暖流性质,沿阿留申群岛流动的海流称为阿留申海流;还有一部分经乌尼马克海峡进入白令海,称为白令海海流。

白令海海流和来自北冰洋经白令海峡流出的冷流一起,沿大陆东岸南流,沿途又汇合了来自鄂霍次克海、千岛群岛附近的海冰融化而成的海水南下,形成北太平洋上水温最低的寒流——亲潮(Oyashio)。它冬春势力强,流速约为0.5~1 kn,在夏季势力较弱。亲潮在北海道东南大约40°N处与黑潮汇合。这样,形成中、高纬的一个反时针方向的环流系统。

南太平洋上的海流主要是一个反时针方向的环流系统。南赤道流的北界大约位于4°N附近,其流速在6°S以北约为0.4~1.3 kn,有时可达2 kn;在6°S以南,流速减弱。南赤道海流的主流,由伊里安岛折向南流,其中很大的一支在菲尼克斯群岛逐渐折向西南沿澳大利亚东岸前进,直到塔斯马尼亚岛,称为东澳暖流,流势不强,流速1 kn左右,它在40°S以南与南大洋的西风漂流汇合。

南太平洋的西风漂流日流速达10 n mile,沿40°S~50°S纬度圈流动,自西向东越过南太平洋时,在南美西岸有一分支北上形成秘鲁冷流,其流速约为0.5 kn。秘鲁海流相当宽,可能在300 n mile以上。秘鲁海流在尚未到达加拉帕戈斯群岛时,就转而向西,汇入南赤道流,构成南太平洋上的反时针海流系统。

2. 大西洋的海流系统

北大西洋中、低纬海域是由北赤道流、墨西哥湾流、北大西洋流和加那利海流所组成的顺时针海流系统。

北赤道流源于佛得角群岛,在向西流动的过程中与南赤道流的越过赤道北上的一支圭亚那流(流速约为2 kn)汇合后,又在安的列斯群岛南端的近海分为两支:一支沿安的列斯群岛的外侧大致向西北方向前进,称为安的列斯海流;另一支流入加勒比海,再入墨西哥湾回旋后,经佛罗里达海峡流出,沿着北美大陆的边缘北上,在安的列斯群岛以北,与安的列斯海流汇合,形成世界大洋上最强大的暖流——墨西哥湾流,简称湾流(Gulf Current)。湾流沿北美沿岸流至35°N附近后离开海岸,约在哈特拉斯角以南转入深海区。

观测表明,湾流的宽度很窄,流速相当大。从佛罗里达海峡出来至哈特拉斯角之间的湾流,流速为0.5~2 kn,在其中心最高流速可达5 kn,其他部分为0.5~1 kn左右;在佛罗里达海峡处,由于流线集中,流速极大,大于4 kn的流速并不少见。

湾流的位置经常变动,大量的资料分析表明,湾流的位置变化并非湾流整体迁移,而是在湾流中出现了所谓"弯曲"现象。湾流通过哈特拉斯角后,趋于形成一系列的弯曲和涡旋,其特征是在哈特拉斯角的东边,弯曲得到发展,尤其在风暴之后发展得特别快,它与湾流一起以0.5~1 kn的速度向东北运动。如果弯曲成长得太大了,便与湾流分开,形成单独的涡旋,且很快被周围的海水所包围。涡旋的直径通常是100~300 km,并与湾流两侧的水一起以小于0.5 kn的速度向西南运动。所以,在航线设计和航行中考虑海流因素时,不仅要查阅航海海流图,同时还要接收气象传真图以获取海流最新资料。湾流通过格兰德浅滩后,稍微散开,在

40°N 附近向东北横过北大西洋，称为北大西洋海流。北大西洋海流的流速约 1～1.3 kn，它的水温比周围海水仍要高出 8～10 ℃，因此，能把大量的热量向北输送，对欧洲的气候产生重大的影响，使爱尔兰岛成为"海中的绿岛"，使不列颠沿岸覆盖常绿树，而在同纬度的拉布拉多沿岸却被冰雪覆盖；西欧和北欧的冬季气温比同纬度的亚洲大陆东岸也要高出 10 ℃左右。

北大西洋海流在大洋东部形成几个主要的分支，分别向南和向北流去。向南流的一支称加那利海流。加那利海流到达佛得角群岛时与北赤道流相接，形成北大西洋中、低纬海域的顺时针方向旋转的大环流系统。

北大西洋海流在大洋东部向北流去的几个分支都具有暖流性质，其中几支在不列颠群岛的北部又交汇在一起，进入北冰洋流经挪威沿海，称挪威海流；另有一支在冰岛南部转向西流，称为爱尔明格海流，它在大洋的西北部与拉布拉多寒流相遇。拉布拉多海流是沿北美东岸南下的强寒流，因其发源于北极水域，所以水温很低，并将由格陵兰的冰川崩裂而成的大量冰山和流冰带往纽芬兰浅滩。因此，在北大西洋中高纬度海域，由北大西洋海流、爱尔明格海流、拉布拉多海流构成逆时针旋转的冷水环流系统。

在赤道以北大约 3°N～10°N，南、北赤道流之间有一支自西向东的海流，即大西洋赤道逆流，它向东流入几内亚湾，在几内亚湾的部分，称几内亚海流。

南大西洋的海流主要是由南赤道流、巴西暖流、西风漂流和本格拉寒流组成的反时针环流系统。南赤道流由几内亚湾开始，沿着约 4°N～10°S 之间向西流动，在南美的布兰科角附近，因受大陆岸形影响分为两支，向南流去的一支规模较小，称巴西暖流，流速小于 1 kn。该流南下至 30°S 附近逐渐向左偏转，到 40°S 附近折向东流，与西漂流汇合。

整个南大洋上的西风漂流都具有冷流性质。西风漂流在通过合恩角后，有一支沿南美东岸北上的海流，称福克兰海流，这是一支夹带着冰山的寒流。它的日速约 10 n mile，有时可达 30 n mile。一部分北上到达 33°S 的拉普拉塔河口时，与南下的巴西暖流汇合，汇合后大部海水沿西风漂流向东流去。

南大西洋西风漂流在接近好望角时，一部分沿非洲海岸北上，形成本格拉寒流，流速约为 0.8 kn，从岸边起宽达 100 n mile。最后它与南赤道流汇合，构成南大西洋上的反时针循环的海流系统。

3. 印度洋的海流系统

从 10 月至次年 3～4 月，北印度洋海面盛行东北季风，这期间的海流主要是向西南方向流动，以 12 月至次年 1 月最为明显。冬季的赤道逆流源于南赤道流的北分支，赤道逆流的位置约在 5°S 附近，东北季风下的西南流与赤道逆流相接，从而形成北印度洋冬季反时针方向的环流流系。季风流的流速在苏门答腊附近约 2 kn，在斯里兰卡南部为 2.5 kn，在索马里东部为 2～3 kn。

从 5 月至 9 月，北印度洋盛行西南季风。这期间海水活动的总趋势大体与冬季相反，海水在季风作用之下向东或东北方向流动；南赤道流的北分支在季风作用下越过赤道，进入北印度洋，沿索马里沿岸向东北流动，称为索马里海流。7～9 月间，索马里海流流速大，从赤道附近到索科特拉岛以南，表层流速一般都在 4 kn 以上，在索科特拉岛南部附近的表层流，曾观测到流速大于 7 kn。夏季，赤道逆流消失。整个北印度洋直到 5°S，表层海流均为东流，7、8 月最明显，它与南赤道海流构成一个顺时针方向的环流系统。由此可见，北印度洋的海流为季风流。

南印度洋的海流基本符合南大洋海流模式，主要的表层海流为一反时针方向海流系统。

南赤道海流从澳大利亚西北海岸开始，自东向西横穿南印度洋，其北界通常在6°S 和10°S之间，流速1.5 kn，最大流速可达2.5 kn。当它接近马达加斯加岛时，一部分海流转向沿该岛东岸南下，这支海流称马达加斯加海流，最后与西风漂流汇合。另一部分经马达加斯加北部，遇非洲海岸时分两支，沿莫桑比克海岸南下，叫莫桑比克海流，流速约为1.7 kn，属暖流。这支海流从30°S往南流速逐渐增大，有时可达4.5 kn，它在接近非洲岸边处势力很强，称为厄加勒斯海流，是世界大洋中较稳定的海流之一。

南印度洋的西风漂流，一部分沿澳大利亚北上，成为冷性的西澳大利亚海流。夏季，由于东澳海流有部分经澳大利亚南岸向西转而北上，与西澳冷流汇合，故势力稍强。但仍较秘鲁海流弱，最大流速小于1 kn。西澳海流北上与南赤道流相汇，构成南印度洋上的反时针方向的环流系统。

上述仅是大洋海流的概貌，实际情况要复杂得多。

四、其他海洋的海流

1. 中国近海的海流

(1)渤海、黄海和东海的海流

我国近海的海流主要是由黑潮暖流和沿岸流两个流系组成(如图2-7所示)。

黑潮自台湾岛东岸进入东海，沿着大陆架的边缘北上，流经东海的东南部深水区域，至日本九州岛南部海域流出东海。130°E以西这部分黑潮构成了整个东海海流系统的主干。

黑潮在我国台湾东北海域分出一个小分支，沿浙闽外海北上，可达杭州湾外，然后转折向东与黄海冷水混合而变性，称为台湾暖流。台湾暖流流向较为稳定，一直可达到长江口外(31°N 123°E)。其势力远不如黑潮主干强，流速也较小，通常为0.5～1 kn，越往北流速越小。黑潮在九州岛西南海域分出一支经过对马海峡流入日本海，称为对马海流。对马海流在济州岛南部海域又分离出一支，从济州岛西南海域进入黄海，成为黄海、渤海海域环流的主干，通常称为黄海暖流。它大致沿着124°E线北上，在北黄海转折，然后通过渤海海峡进入渤海。其流向比较稳定，终年偏北，流速约0.2～0.3 kn，冬弱夏强。这支海流进入渤海之后分为两支：一支入辽东湾构成右旋环流；另一支在渤海南部构成左旋环流。

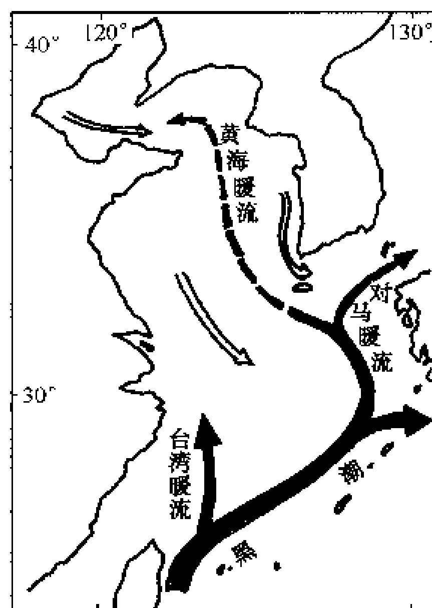


图2-7　东中国海海

黑潮在我国台湾的东南海域，于10月至次年4月，有一部分流经巴士海峡进入南海，约在台湾的南面又分两支：主流向西南，成为南海左旋环流的一个组成部分；支流沿台湾西岸北上，与黑潮主干和台湾暖流汇合。

黑潮及它的三个分支(对马、台湾、黄海暖流)给中国近海带来了高温、高盐的大洋海水，称为外海流系。

我国沿岸有许多大小不同的江河入海，构成沿岸流系。沿岸流冬半年具有低温、低盐的性质。渤海由黄河、海河等径流混合形成的沿岸水，沿着山东半岛北岸流出，绕过成山头，扩散到

南黄海。在南黄海，江苏外海的沿岸流一般并不紧贴海岸南下，它在越过长江堆后流向东海的中央部与黑潮及其分支汇合，通常可以达到30°N附近。该沿岸流流速较弱，一般在0.2～0.4 kn左右。

另外，在浙闽沿岸，冬季有一支自长江口南下的沿岸流，携带着长江等沿岸江河的淡水经台湾海峡流入南海，夏季这支沿岸流似乎不存在。

上述沿岸流系，冬季在强烈的偏北季风作用下，其强度最强，扩散范围也大，在东海可扩展到126°E左右。3～5月份起，沿岸流在整个沿海都由强变弱，并向北收缩，到了夏季7、8月份，几乎整个沿海都为暖水所控制。

(2)南海的海流

南海位于热带季风区，其表层海流在季风的作用下，具有季风漂流的特性，海流的方向和强度都随季风而变。冬季盛行东北季风，以12月至次年1月为最强，南海大部分区域为西南流，黑潮部分海水经巴士海峡流入南海北部，同来自台湾海峡的沿岸流合并流向西南，主流沿中南半岛南下，形成南海的左旋季风流，如图2-8(a)所示。夏季南海盛行西南季风，以6～8月为最强，南海的海流主要为东北流；当到达南海北部时，大部分海水通过巴士海峡流出南海，与黑潮汇合北上，小部分海水继续北上，进入台湾海峡到东海，如图2-8(b)所示。10月和4月为季风转换月份，风向不稳定，海流处于转换之中，比较零乱。

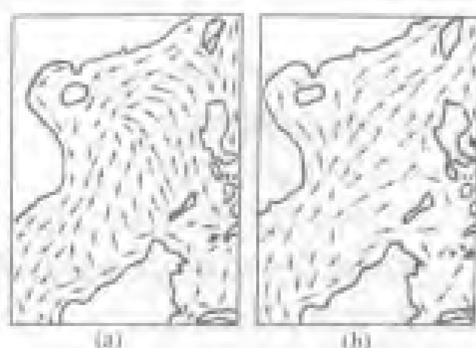


图2-8　南海海图

不论冬季或夏季，南海西部的海流均比东部的强，强流区在越南近海。

2. 地中海与黑海的海流

地中海海流主要是由大西洋经直布罗陀海峡，沿非洲北岸东流，至地中海东端塞得港折向北，然后从达达尼尔海峡出来的流，进入爱琴海后，往南绕过希腊沿地中海北岸西流，基本形成一反时针环流(如图2-9)。在黑海，海流也呈逆时针方向流动。由于注入的河水较多，雨量也多，形成速度约为3 kn的海流，从黑海经博斯普鲁斯海峡流入地中海。在达达尼尔海峡通常为西南流，流速1～4 kn左右。

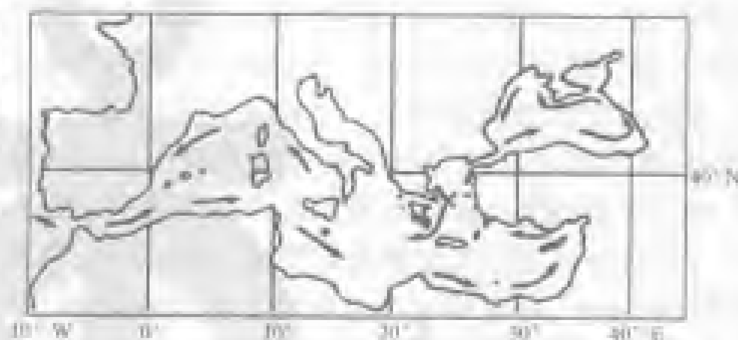


图2-9　黑海地中海海图

海流较强出现在直布罗陀海峡以东50 n mile内，其最大流速3 kn，向东逐渐减弱，至突尼斯沿岸平均只有1～2 kn左右，埃及沿海平均为0.5 kn左右。地中海北部沿岸因岛屿众多，岸线曲折，故流向较乱，流速较弱。

3. 红海与亚丁湾的海流

红海和亚丁湾的海流受季风影响。东北季风时期，亚丁湾是西海流，流速1.0～1.5 kn，季风流通过曼德海峡进入红海；西南季风时期，亚丁湾是东海流，流速达2.0 kn，红海海流经曼德海峡流入亚丁湾，汇入西南季风流。

思考题

1. 绘图说明大洋环流模式。
2. 简述太平洋的海流系统。
3. 简述大西洋的海流系统。
4. 简述北印度洋的季风海流系统。
5. 简述中国近海的海流系统。

第三节　海　浪

海浪是海水运动的重要形式，它是影响船舶航行的主要海洋环境因素。在大风浪中航行会造成船舶严重失速，甚至停止不前；螺旋桨可能周期性露出水面空转，使主机负荷剧变而受损；船舶剧烈颠簸会引起舵效降低，难以保持航向；在狂涛巨浪中会出现"中垂"或"中拱"使船舶结构变形，严重时造成船体断裂；当船舶摇摆周期与波浪周期相同时，会发生共振，导致船舶倾覆的危险；在浅水区航行，海浪会造成船舶搁浅或触底。因此，掌握海浪的发生、发展和传播等规律，对航海者至关重要。

一、波浪概述

1. 波浪要素

波浪的基本特征是具有周期性，就是说，经过一定的时间间隔，运动将重复进行。人们常用正弦波的要素描述波浪特征。如图 2-10 所示，波面的最高点叫波峰，最低点叫波谷。相邻

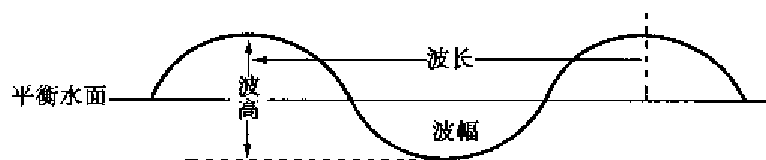


图 2-10　波浪要素

的波峰或波谷间的水平距离称为波长（λ）。相邻波峰与波谷之间的垂直距离叫波高（H）。波形的传播速度叫波速（或相速 c）。两相邻的波峰（或波谷）通过一固定点所需的时间称为周期（T）。波高与波长之比叫波陡（δ）。沿垂直于波浪传播方向通过波峰的线叫做波峰线。垂直于波峰线的线叫波向线，波向是指波的来向。根据波长、波速和周期的定义，可直接得到三者的关系：

$$\lambda = cT \tag{2-2}$$

2. 波浪的分类

海洋中具有周期不到 1 秒到大于 1 天的各种不同频率的波。按波浪成因和周期或频率划分为：

（1）风浪、涌浪和近岸浪。由风直接作用而引起的波浪称为风浪（wind wave）。风浪离开风区传至远海或者风区中风停息后所留下来的浪，称为涌浪（swell）。习惯上把风浪和涌浪以及它们形成的近岸浪（coastal wave），合称为海浪，其周期通常为 1 ~ 10 s 之间。

（2）风暴潮。由于气象原因，如台风，风暴等引起的海面异常升高现象称为风暴潮，亦称风暴海啸。

（3）海啸。由于海底或海岸附近发生的地震或火山爆发所形成的波动，称为海啸。周期通常为15～60 min。

（4）潮汐波。由于天体引潮力作用所产生的波动。周期通常为12 h、24 h的半日潮和日潮。

（5）气压波。相邻海区的气压不同而产生的波动。

（6）内波。不同密度的水层界面处而产生的波动。

二、风浪、涌浪和近岸浪

1. 风浪

风的动量借助于摩擦而传给海水，使它产生波浪。风浪一方面从风获得能量，同时又由于种种过程而消耗能量。首先是海水的内摩擦，它随着海浪的成长而变得越来越大；当波速大于风速时，空气的阻力也消耗波浪的能量；大风和浅水区波浪的破碎是能量消耗的重要形式；浅水区海底的摩擦同样导致能量的消耗。总之，波浪的生成、发展和消衰，取决于能量的获取和消耗之间的数量关系，当能量的收入大于支出时，风浪就成长发展；反之，风浪趋于衰减。

人们早就有"风大浪高"的经验，在海浪预报方法未出现和应用以前，人们已经根据风速的大小来估计风浪的大小。但实际上风大不一定浪高，如在一范围较小的水池内，绝不可能吹起像海洋上那样的大浪；另外，风力很大的风吹刮在广阔的海洋上，如果只吹了很短暂的时间，亦不可能吹起很大的浪。可见，风浪的大小不仅取决于风速，还与风时（状态相同的风作用的时间）、风区（状态相同的风作用的海区）、海区的形态特征以及海区地理位置等因子有关。

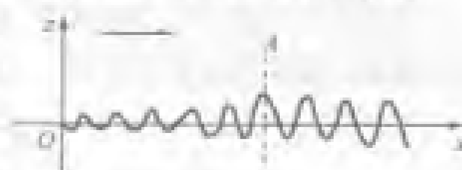


图2-11　风浪随风区长度的分布

下面我们从风浪的成长过程分析风时和风区对风浪大小的影响。假定风速恒定，当风产生以后，风区内各点同时都受到基本相同的风作用，因而同时产生风浪，且同时开始向风吹去的方向传播（一般说来，风向和由其形成的波的波向一致）。在图2-11中，风向与x方向一致，O点为风区上沿，A为x轴上的任一点，按定义，从风区上沿开始，沿风向至某一点的距离，称为该点的风区长度，所以A点的风区长度为OA。现在，我们来观测A点的风浪。出现在A点的风浪不是在A点上产生的，而是从上风方向传来的；当风浪在风区中传播时，它将由于不断摄取风的动量而不断成长。由于离A点近的风浪传到A点所需的时间短，所摄取的动量也少，因而波浪较小，而较远的风浪传到A点所需的时间长，摄取的动量也多，波浪也就较大。于是我们在A点看到，最早出现的风浪是很小的，随着时间的延长，风浪越来越大。最后，当O点的风浪传到后，这里的波浪基本上就不再变化了，我们说，A点的风浪达到了定常状态。从风开始吹，到A点的风浪达到定常所经历的时间，称为A点的最小风时。可见最小风时与风区长度有关，风区长度越短，最小风时也越短。

显然，当A点到达定常状态后，A点左边各点已依次达到定常状态；风区长度越短，越早达到定常。由此可知，达到定常或风时大于最小风时以后，风浪的大小决定于风区长度，而与风时无关。风区长度越长，风浪越大；反之越小。

当A点的风浪刚达到定常时，A点右边各点的风浪尚未定常，还处在过渡状态。虽然这些点的风区长度大于A点，但此刻到达那里的风浪所经历的风作用时间都应与到达A点的风浪相同，因此，它们的风浪大小也应相同，并随着时间而继续成长，直到风时达到最小风时为止。也就是说，当未定常时，或风时小于最小风时时，风浪的大小决定于风时，而与风区长度无关。

那么，如果风区与风时都很长，风浪能否无限地增长呢？事实证明这是不可能的。因为风浪在从风获得能量的同时，由于前面指出的种种过程而消耗能量，而且，当风浪成长到一定阶段后，这种能量的消耗过程将急剧增大，最后使能量的收支达到平衡。这时，即使风区和风时再长，风浪也不可能继续增长了，这时的风浪达到了充分成长的状态。显然，上面讨论的定常状态和过渡状态的风浪都是指尚未达到充分成长状态的波浪而言的。

2. 涌浪

涌浪在其传播过程中，波高将逐渐衰减。衰减的原因有：(1)海水的涡动黏滞性和空气的阻力消耗了波浪的能量，从而使波高减小。涌浪的这种衰减是有选择性的，波长大的衰减慢，小的衰减快。(2)离散作用促使波高减低。离散的原因是由于引起浪的风速和风向很少能保持长久稳定，因此在风暴区内形成的许多波列，在它们移出风暴区时，由于每一个波列的速度不同而相互分离，使波浪的能量也相应分散，从而导致波高减低。(3)角散。当波浪移出风暴区域时，波阵面侧向散开(也称扇形扩散)，这必然会造成单位宽度波的能量的损失，从而使波高相应减低。

在波高衰减的同时，涌浪的周期和波长都在增加，这是涌浪在其传播过程中的重要特点。理论上可以推出涌浪的波速与波长的平方根成正比。因此，波长长的波(周期长)传播速度快，波长短的波(周期短)传播速度慢。观测结果也表明，随着涌浪传播距离的加大，周期和波长都在增加。另外，空气阻力和海水涡动黏滞性的选择消衰作用，使周期小的波衰减得快，这也说明沿传播方向各点所观测到的涌浪周期是增加的。

涌浪的波长比其波高大 40 ~ 100 倍。非常低的涌浪(先头涌)，其波长可能超过波高1 000 倍以上。这种涌浪在海上是难以发觉的，仅在靠近海岸的地方才能觉察出来。由于波长越长的浪传播速度越快，它往往比海上风暴系统移动快得多，常作为风暴来临前的先兆。另外，涌浪在靠近海岸和遇到海底隆起物时，波高突然增大，往往会形成拍岸浪。

3. 近岸浪

风浪或涌浪传至浅水或近岸区域后，因受地形影响将发生波向折射和绕射、波高增大、波浪倒卷和破碎等一系列变化，称为近岸浪(coastal wave)或拍岸浪(surf)，如图 2-12 所示。

近岸浪折射的结果是使波峰线越来越趋于与等深线平行。因此，外海传来的波浪，当它接近海岸时，通常波峰总是与海岸平行。海浪可以绕过障碍进入受岛屿、海峡或防波堤等遮蔽的水域。绕射进入防波堤的波高要减低。



图 2-12　拍岸浪

当波浪由深水传至浅水时，能量集中在越来越薄的水层内，于是波高增大。当 $\delta \approx 0.7$ 时，波浪就会变得不稳定并发生破碎。

当海岸线有曲折时，在凸处破碎的波浪要高于凹处破碎的波浪。所以，通常岬角受海浪冲击和破坏较大，而海湾内风浪较小。

在浅水中，当波高接近水深时，波谷处的水质点受海底摩擦的影响，其速度比波峰处的水质点速度要慢些，使波前不断变陡，当波前几乎成垂直时，波浪就倒卷和破碎，称为"破浪"。因此在暗礁处常出现白浪花。

4. 有效波高和浪级

波高是船舶观测和预报海浪的主要要素。通常在波浪分析图上绘制等波高线所依据的数值(H_E)是风浪波高(H_W)和涌浪波高(H_S)的合成波高，即

$$H_E = \sqrt{H_W^2 + H_S^2} \tag{2-3}$$

式中,H_W 和 H_S 分别为海上测船观测到平均显著的风浪和涌浪波高。

在波浪预报图中绘制等波高线所依据的数值采用有效波高($H_{1/3}$),是利用波谱分析等理论方法计算出来的。

海面波高极不规则,连续观测一系列波,按波高大小依次排列,其中前1/3较大波的平均波高称为有效波高(significant wave height),以符号 $H_{1/3}$ 表示。

研究表明,一个有经验的观测者目测得到的显著波高与有效波高 $H_{1/3}$ 两者基本一致,因此,$H_{1/3}$ 成为最常用的一种统计波高。

利用同样的方法还可以定义出 $H_{1/10}$、$H_{1/100}$、$H_{1/1000}$ 等统计波高。这些"部分大波平均波高"可以表示出海浪的显著部分或特别显著部分的状态。设有效波高 $H_{1/3}$ 为一个单位,则其他几种统计波高与 $H_{1/3}$ 的比值如下:

$$\overline{H}:0.63;\quad H_{1/3}:1.0;\quad H_{1/10}:1.27;\quad H_{1/100}:1.61;\quad H_{1/1000}:1.94$$

由此可知,$H_{1/3}$ 大于平均波高 $\overline{H}$,在100个连续波中有一个大波的波高超过 $H_{1/3}$ 的1.5倍稍多些,在1 000个连续波中有一个大波的波高接近 $H_{1/3}$ 的2倍。

在实际工作中,根据浪高大小将海浪分为10个等级。各浪级名称和对应的浪高见表2-1。

表2-1 浪级表(wave scale)

浪级	风浪名称	波高(m)
0	无浪 calm-glassy	0.0
1	微浪 calm-rippled	<0.1
2	小浪 smooth-wavelets	0.1~0.5
3	轻浪 slight	0.5~1.25
4	中浪 moderate	1.25~2.5
5	大浪 rough	2.5~4.0
6	巨浪 very Rough	4.0~6.0
7	狂浪 high Sea	6.0~9.0
8	狂涛 very high Sea	9.0~14.0
9	怒涛 phenomenal Sea	>14.0

5. 流波效应和水—气温差对波浪的影响

(1)流波效应

理论和实践都证明,海流对波浪有显著影响,称为流波效应。如果浪向与流向成一定的夹角,则波浪通过海流后不仅波高及波长发生变化,而且波浪的传播方向也发生改变。据统计,当海流流速为2~3 kn,风速为10~15 m/s时,波浪和海流反向或接近于反向的情况下,其波高比无流时大20%~30%左右,并产生部分波浪破碎或全部破碎。例如,冬季季风影响黑潮流域时,由于海浪和海流接近于反向,易使波高增大,波向不稳定。航行船舶应注意这种流波效应。当波浪与海流同向时,波长增大,波高减小;当流速远小于波速时,可不必考虑流的影响。

(2)水—气温差

许多研究表明,在风速相同的条件下,气温低于水温时,波高将增大。据统计,严冬季节,气温比水温每低1 ℃,波高平均以5%的比率增高。例如,气温低于水温5 ℃时,波高增大

25%，气温低于水温 10 ℃时，波高增大 50%。在阵性风率大时风浪增长更显著。例如，冬季的北太平洋上，在日本以东的黑潮流域，水—气温差可达 5～10 ℃以上，再加上流波效应，有时出现比预料高 2～3 倍的异常大浪，是海事多发的海域，有“魔鬼海域”之称，船舶应尽量避开这个区域。

三、海啸、风暴潮、内波和潮汐波

1. 海啸

由火山爆发、海底地震引起海底大面积升降，以及沿海地带山崩和滑坡等造成的巨浪，称为海啸。破坏性的海啸，只在地震构造运动出现垂直断层，震源深度小于 20～50 km，而里氏震级大于 6.5 的条件下才能发生。没有海底变形的地震冲击或海底的弹性震动，可引起较弱的海啸。海啸是一种频率介于潮波和涌浪之间的重力长波，其波长约为几十至几百千米，周期为 2～200 min，最常见的是 2～40 min。在外海中其坡度甚小，很难观测到它。但海啸进入大陆架后，因深度急剧变浅，能量集中，引起振幅增大，并能诱发出以边缘波形式传播的一类长波。当海啸进入海湾以后波高骤然增大，特别是在 V 型（三角型或漏斗型）的湾口处更是如此。这时湾顶的波高通常为海湾入口处的 3～4 倍。在 U 型海湾，湾顶的波高约为入口处的 2 倍。在袋状的湾口，湾顶的波高可低于平均波高。海啸波在湾口和湾内反复发生反射时，往往诱发出湾内海水的固有振动，使波高激增。这时可出现波高为 10～15 m 的大波和造成波峰倒卷，甚至发生水滴溅出海面的现象。溅出的水珠有时可高达 50 m 以上。

世界上有记载的大地震引起的海啸，80% 以上发生在太平洋地区。在环太平洋地震带的西北太平洋海域，更是发生地震海啸的集中区域。海啸主要分布在日本太平洋沿岸、夏威夷群岛、中南美和北美。中国是一个多地震国，但海啸却不多见。

2. 风暴潮

由热带气旋、温带气旋、寒潮冷高压的强风作用和气压骤变等强烈的天气系统引起的海面异常升降现象，叫风暴潮，又称风暴增水或气象海啸。风暴潮是一种重力长波，周期从几小时到几天不等，介于地震海啸和低频的海洋潮汐之间，振幅可达数米。风暴潮是沿海地区的一种自然灾害，它和相伴的狂风巨浪，可引起水位暴涨、堤岸决口、农田淹没、房摧船毁，从而酿成灾害。在较大风暴潮和潮汐高潮相叠的情况下，必然造成更大的灾害，但这种情况比较罕见。

通常把风暴潮分为温带气旋引起的温带风暴潮和热带气旋（台风）引起的热带风暴潮两类。温带风暴潮多发生在春秋季节，中纬度沿海各地都可以见到。如北海和波罗的海沿岸、美国东岸和日本沿岸，经常出现这种风暴潮，它以潮位变化的稳定和持续为特点。每逢春秋过渡季节，中国北部海区在北方冷高压配合南方低压（槽）的天气形势影响下发生的风暴潮，也有类似的特点。

热带风暴潮常见于夏秋季节，总伴有急剧的水位变化。凡是热带气旋影响的沿海地区均有热带风暴潮的发生。中国东南沿海也是这类风暴潮的多发地区。

风暴潮影响的范围一般为数十至上千千米，持续时间为 1～100 h。如逢天文大潮期，常形成重灾。我国是世界上风暴潮最严重的少数国家之一，1949～1990 年共发生热带风暴潮 308 次，温带风暴潮 278 次。

我国的风暴潮虽遍及沿海，但由北到南主要集中地段是渤海湾、莱州湾、江苏小洋河口至浙江北部的海门、温州、台州、沙埕及福建的闽江口、广东汕头至珠江口、雷州半岛东岸以及海南岛东北部沿海。

3. 内波

在海洋中，密度相差较大的水层界面上的波动称为内波(internal wave)。内波在各种深度的海洋中都可产生，其波高比表面波大得多，常达几十米，甚至近百米。船舶遇到内波现象时，大致会经历两种情况：(1)"死水"。由于船舶前进时带动了上部密度较小的水层，使这个水层在密度较大的水层上滑动，从而形成了内波。这时，船舶的运动能量都消耗在这种内波的形成上了，尽管开足了马力，却很难前进一步，船员们称这样的海面为"死水"。(2)共振。当船舶的固定摇摆周期与内波的波动周期重合时，就会出现共振现象，使船的摇摆度增加。为了有效地克服"死水"和共振现象，船舶应改变航速，必要时还需适当改变航向，离开产生内波的海区。

4. 潮汐波

海水在月球和太阳引力作用下产生的长周期波动称为潮汐波(Tidal Wave)，由此引起的海面周期性涨潮和落潮称为潮汐，所引起的海水周期性水平流动称为潮流。关于潮汐和潮流在《航海学》中有详细介绍。

四、深水波和浅水波

海洋中的波浪是由若干正弦波组成的，当波长比波高大很多时(对于大洋来说这个假定是成立的)，则可以确定波速、波长和水深的关系。

1. 浅水波的波速

波长远大于海深的波称为浅水波。浅水波的波长至少是水深的20倍，即$\frac{\lambda}{h}\geqslant 20$，可以证明，对于浅水波其波速公式为

$$c = \sqrt{gh} \tag{2-4}$$

这表明，浅水波速只取决于海深，水越深，波速就越大，而与波长和周期无关。

2. 深水波的波速

海深相对于波长较大的波称为深水波。深水波的波长不超过水深的4倍，即$\frac{\lambda}{h}\leqslant 4$，可以证明，对于深水波其波速公式为

$$c = \sqrt{\frac{g}{2\pi}\lambda} \tag{2-5}$$

将$\lambda = cT$代入上式则得

$$c = \frac{g}{2\pi}T \approx 1.5\ T \tag{2-6}$$

这表明，深水波的波速c(m/s)在数值上等于其周期T(s)的1.5倍。因此，深水波的波速与波长和周期有关，而与水深无关。

在海洋中的大部分波浪不是具有深水波的性质就是具有浅水波的性质。

五、群波和驻波

实际海洋中的波浪十分复杂，其中很多不能直接用简单的正弦波说明。但如将若干正弦波叠加起来，则可以解释许多波动现象。

1. 群波

观测表明，海洋中的波浪常以"群"的形式出现。在一群波中，由小到大、再由大到小排列

有序，称为一个群波(group of waves)。设两列波向、振幅相同，波长和周期稍有差别的正弦波相互叠加，叠加以后的合成波形如图2-13(下)中实线所示。由于两列波的位相由相反而逐渐变成相同，又由相同而逐渐变成相反，如图2-13(上)所示，故使合成波的振幅由小变大，又由大变小，形成有规律的排列。它们的包络线也形成一条正弦曲线，如图2-13中虚线所示。包络线所表示的波形也是向前传播的，其传播速度称为群速(C_g)，群速通常慢于其中个别波的波速。如果我们追踪一个单个波时就会发现，当它刚进入一个波群时，它的波高较小，在以后向前传播的过程中逐渐增大，至波浪中央时变得最大，然后又逐渐减小，最后离开这个波群继续前进，把刚刚所穿过的波群抛在后面。很容易证明，深水波的群速(group velocity)为相速(phase velocity)的一半；对于浅水波，群速与相速相同。

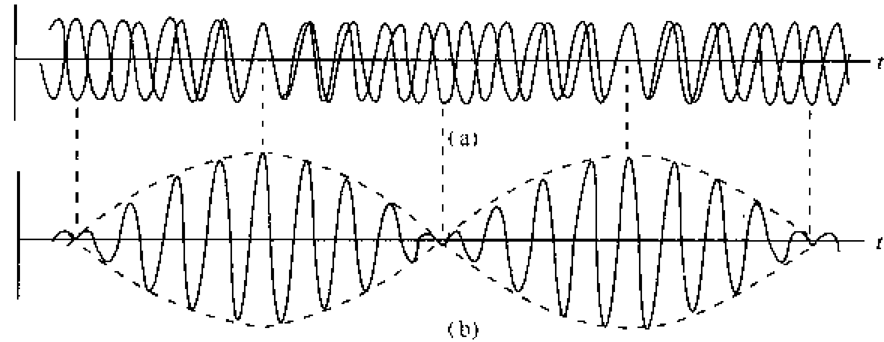


图2-13 群波

2. 驻波

由两列波向相反的正弦波叠加，可以得到一种波形不向前传播的波，波面只在原地振动，称为驻波(standing wave)(图2-14)。在海滨峭壁处常出现驻波，在热带气旋眼区出现的“金字塔浪”亦属于驻波性质。在驻波中，波腹处的水质点只做垂直运动，在波节处水质点只做水平运动，在波腹和波节中间的那些点，既有垂直运动又有水平运动。当波面处于最高或最低位置时，水质点的速度也为零，波面升降速度为零；当波面处于水平位置时，水平流速的绝对值最大，波面升降也最快。

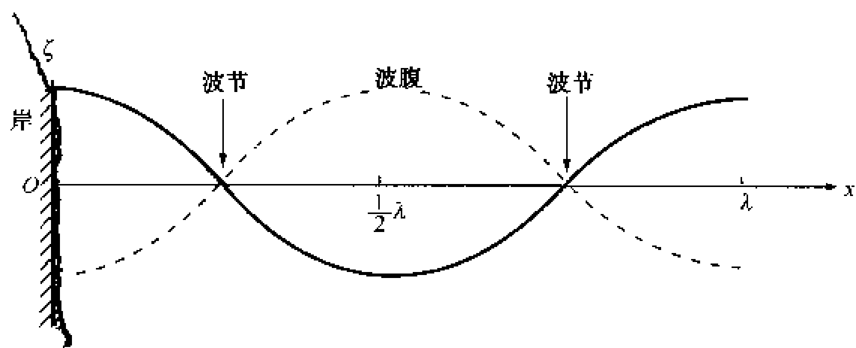


图2-14 驻波

思考题

1. 简述海浪对船舶的影响。
2. 何谓涌浪？简述涌浪的传播特征。
3. 简述世界大洋主要大风浪区分布。

4. 为什么冬季北大西洋和北太平洋中高纬海域多大风浪天气？

5. 为何好望角终年多狂风恶浪？

6. 为何比斯开湾多狂风恶浪？

第四节　海温和海冰

一、海温

海水温度(sea-water temperature)，简称海温(sea temperature)，是表示海水冷热程度的物理量，通常以℃表示。海水温度的高低取决于太阳辐射、海面辐射、蒸发、海流和海水的垂直运动等多种因素。整个海洋的年平均温度几乎没有变化，说明海洋中的热收支是平衡的。但在一年中的不同时期，热量收支并不平衡，这种差异决定了海水温度的分布与变化。海水温度的变化对天气和气候有着极其重要的影响。

1. 表层海温分布

世界各大洋中，年平均表层海温，太平洋最高，为19.1 ℃；印度洋次之，为17.0 ℃；大西洋最低，为16.9 ℃。三大洋平均表层海温为17.7 ℃，比近地面年平均气温14.3 ℃高3.4 ℃。年平均温度高于20 ℃的区域占海洋总面积的一半以上，可见海洋是很温暖的。世界大洋表层海温分布特点是：(1)表层海温分布与气温分布一致，在赤道附近为高温，随纬度增高而下降。(2)南半球等温线分布比北半球规则，大致与纬圈平行，而北半球的等温线分布受海陆影响比较复杂。(3)在北半球，大洋西部等温线较密集，东部较稀疏，这是由于大洋西部冷暖海流交汇处温度梯度大，形成等温线密集带，称为"海洋锋"。(4)北半球的表层水温较高，而南半球的较低。主要是北半球的大陆分布阻碍了北冰洋的冷水大量流入。(5)夏季水温高于冬季，而冬季水温分布的经向梯度比夏季大得多。总之，大洋表层海温的水平分布主要取决于太阳辐射、冷暖海流和海陆分布等因素。

中国近海靠近亚洲大陆，一方面受大陆性气候影响显著，另一方面受沿岸江河径流的影响较大，再加上水深较浅，因此表层海温的分布状况要比大洋复杂一些。年平均海温在渤海为11 ℃，黄海为14～19 ℃，东海为20～24 ℃，南海北部为25～27 ℃，南部为28 ℃。2月份表层海温最低，近海海温低于外海，表层海温的南北温差大(温差达26 ℃)。8月份表层海温最高，近海海温高于外海，表层海温的南北温差小(温差只有3～4 ℃)。

2. 海温的垂直分布

海水温度的垂直分布在大洋上部和下部是截然不同的，在上部变化很快，下部则几乎没有变化。在大约南北纬45°之间，海水的垂直结构大体自上而下分为混合层、温跃层和恒温层3个层次。混合层位于大洋表层，深度一般为0～100 m，在混合层中，温度较均匀，垂直梯度不大。温跃层位于混合层与其下层的海水之间，因温度垂直梯度很大，故称温跃层。恒温层从温跃层直至海底，海温变化很小，在6～2 ℃之间，相差仅4 ℃。

3. 海温的日年变化

大洋表层水温的日变化很小，日较差通常小于0.4 ℃。在平静无风的天气，虽然要大些，但是最高也不超过1 ℃。最高水温出现在下午2～3时，最低水温出现在早晨6时左右。通常纬度越低，日较差越大。冬季日较差较小，夏季较大。

大洋表层水温的年变化，一般比气温的年变化滞后1～2个月，北半球月平均最高值出现

在 8～9 月，最低值出现在 2～3 月。在赤道、热带海区以及寒带海区年较差较小，一般只有 2～3 ℃；温带海区较大，为 5～10 ℃。

与气温的周期性变化相比，表层水温的日、年变化有 2 个特点：一是水温的变化幅度比气温小；二是水温的变化位相落后于气温的变化位相，且冬季水温高于气温，夏季水温低于气温。

4. 水温对人体的影响

研究指出，在水中，人体生理零度要比在大气中高得多。当水温低于 29 ℃时，人体皮肤有冷感，29～37 ℃时有温感，高于 37 ℃时有热感。在大洋中平均水温高于 28 ℃的区域只占海洋总面积的 6%，热带某些区域水温最高只有 29～30 ℃。可以说几乎整个大洋海水的温度对人体来说都有冷感。

落水者当体温从 37 ℃降到 32 ℃的过程中，人体出现剧烈颤抖，体温从 32 ℃降到 30 ℃的过程中进入昏迷状态而不省人事；当体温降到 30 ℃以下时，因心脏衰竭而导致死亡。水温对落水者存活时间有明显的影响，水温越高，存活时间越长。水温为 0 ℃时，落水者只能坚持 15 min；水温为 10 ℃时，存活的时间为 2.5～3.0 h；水温为 15～20 ℃时，存活时间可达 10 余小时。

二、厄尔尼诺现象和拉尼娜现象

在太平洋沿岸的秘鲁和厄瓜多尔沿海，每隔若干年，在圣诞节前后，发生一种海水异常回暖的现象，当地人们称之为厄尔尼诺流。近代科学研究发现：厄尔尼诺（El-Nino）不仅是局部的海洋异常现象，其影响也不限于热带太平洋东部，而是可以波及全球，造成世界性的天气气候异常。它不仅使热带地区某些地方暴雨成灾，某些地方严重干旱，甚至发生严重的森林大火。例如，1997 年印度尼西亚因此发生的旷日持久的森林大火，浓烟弥漫到马六甲海峡，能见度十分低劣，对船舶航行造成严重的影响。在热带以外的地区，天气气候也受到影响，例如出现冷夏、暖冬、暴雨和洪水等灾害性天气。因此，现在所谓的厄尔尼诺，其含义已经大大超出了传统的观念。人们不再简单地把它看做一种“流”，而是把它作为一种大规模的海洋和大气相互作用的现象来研究。

厄尔尼诺特征是：通常在赤道太平洋东部的厄瓜多尔和秘鲁沿岸，由于盛行与海岸平行的偏南风，表层海水在风和地转偏向力联合作用下，产生离岸流动，为了保持水体平衡，于是深层较冷的海水便涌升上来补偿，因此那一带海面温度较低，大气层结稳定，气候干燥，是著名的赤道干旱带；在海洋里，因为深层海水富含营养物质，它的涌升为上层鱼类生长提供了极为有利的食物条件，所以那里鱼类资源十分丰富，形成世界闻名的秘鲁渔场。但是，有些年份，在圣诞节前后，中美洲沿岸有一股暖水沿厄瓜多尔和秘鲁海岸向南流动，代替了那里原来的冷水，沿岸涌升流也随之减弱或消失，从而影响了那里的海洋动物区系和鱼类，使秘鲁渔业大幅度减产。随后，通常干旱少雨的南美洲西部地区连降大雨。这股向南侵人的暖水每隔若干年发生一次，时间间隔不确定，每次持续时间长短也不一，短者数月，长者达一年以上。暖水南侵的范围可达 14°S 附近。每次厄尔尼诺的大小是由它的强度、持续时间及造成的后果来确定的。例如，1982～1983 年发生的厄尔尼诺现象为 20 世纪最强一次，它引起了全球性的天气异常。在 1982 年 11 月，赤道太平洋东部地区海温异常升高，并且范围越来越大，海温比常年高出 6 ℃，打破了历史记录，圣诞节前后，栖息在圣诞岛上的 1 700 多万只海鸟不知去向。接着 1982 年冬到 1983 年春，太平洋东岸的秘鲁等许多南美洲国家下了大雨，河水泛滥。美国中、西部不断遭到暴风雪、冻雨及低温的袭击，华盛顿经历了一场百年罕见的大暴风雪。在太平洋西岸情况

恰恰相反，出现了严重的干旱，如印尼、澳大利亚、印度南部以及非洲15个国家经历了近几十年来最严重的干旱，引起森林大火，农牧业灾荒。在欧洲和前苏联，则出现了异常暖冬。我国也出现了天气异常，南方春夏低温多雨，长江流域出现历史上罕见的大洪水，北方春季一反常态，雨量充沛，天气暖和，局部地区频繁出现灾害天气。1997～1998年出现的厄尔尼诺现象引起我国长江中下游和嫩江、松花江流域在1998年夏天发生了历史上罕见的特大洪涝灾害。研究表明，厄尔尼诺可能是海洋和大气之间不稳定的相互作用引起的。

拉尼娜(La Nina)现象被称为反厄尔尼诺现象。它是赤道附近东太平洋水温反常变化的一种现象，其特征恰好与厄尔尼诺相反，指的是洋流水温反常下降。拉尼娜现象与厄尔尼诺现象现在都成为预报全球气候异常的最强信号。

三、海水的密度和盐度

海水的密度是指单位体积海水的质量，单位为$g \cdot cm^{-3}$或$kg \cdot m^{-3}$。海水密度是温度、盐度和压力的函数。在大气压力下，海水密度只是温度和盐度的函数。对于海水表层的密度，可以直接测量。

大洋表层的密度分布主要取决于表层水温和盐度的分布。在赤道地区，由于海水的温度高盐度低，密度小；由此向两极，密度逐渐增大；在副热带地区，虽然盐度很高，但温度也很高，所以密度并不大；最大的密度发生在寒冷的极地海区。在海洋上层，密度的水平分布与大洋表面并无多大的差别，只是随着深度的增加，密度的水平差异不断地减小。在大洋深处，密度的水平差异非常小。

海水是含有多种无机盐类的溶液，盐度是其浓度的一种度量。长期以来，人们对盐度的定义、计量标准和测量技术进行了广泛的研究和讨论。海水溶质的质量与海水质量之比，称为绝对盐度，实用盐度则为海洋观测的结果。

大洋表面的盐度分布规律同降水量与蒸发量之差(P－E)的分布规律有较好的一致性。平均而言，北大西洋的表面盐度最高(35.50‰)，南大西洋和南太平洋次之(35.20‰)，北太平洋最低(34.20‰)。大洋表面盐度经向分布从赤道到两极呈马鞍形：赤道地区盐度较低，至副热带海洋达到最大，从副热带向两极，盐度值逐渐下降，最低值主要出现在极地海区，这是融冰和结冰的影响。在冷暖流交汇处，盐度水平梯度特别大，各大洋边缘处，盐度较低。大洋表层盐度受气象因子的影响，变化大，但这种影响随着深度的增加而减弱。

四、海冰

1. 海冰的形成与分类

由于海水中含有大量的盐类，其结冰过程、结冰速度和物理性质都与纯水冰不同。纯水在4 ℃时密度达到最大值，因此，它在结冰之前就形成稳定的层结，当温度降至冰点时，表面便开始结冰。而海水的冰点和海水最大密度的温度都随盐度而变，随着盐度的增加，海水的冰点较海水最大密度的温度下降得慢。当盐度为24.69‰时，二者的温度值相同，为－1.33 ℃。当盐度大于24.69‰时，海水最大密度的温度低于冰点。因此，盐度小于和大于24.69‰的两种海水，有着不同的结冰过程。前者与纯水的结冰过程相同，后者则完全不同。盐度大于24.69‰的海水，因其最大密度的温度低于冰点，所以在结冰之前，随着温度不断降低，表面海水的密度将不断地增大，由此而引起的热力对流将一直持续到结冰为止。这种对流作用可达到很大的深度乃至海底。由于对流作用把下层的热量向上输送，从而使海水的冷却速率减慢，因此结冰的速度也减慢。

海水结冰时大部分盐分被排出在海冰之外，因此冰下海水的盐度增大。由于海水的盐度增大和由其引起的对流作用以及海水结冰时释放出的结晶热，都将延缓海水的结冰过程。

由于上述情况，海水结冰时不仅在海面，甚至在对流混合层内，水温有可能下降到或者低于冰点。这样，在海水中只要有结晶核（有机和无机的悬浮微粒、雪花等）存在，则在海面和海水内部就都会发生结冰现象。由于海冰的密度低于海水的密度，在海水内部形成的冰将迅速浮至水面。这就是为什么海面经过几次冷空气过境都没有结冰，而突然会在一次冷空气的袭击下，在较短的时间内海面上布满了冰的缘故。

综上所述，海水结冰除了要有持续的结冰温度之外，还取决于表层海水的盐度以及盐度的垂直梯度和水的深度。在持续降温的条件下，海冰首先在浅水区（海岸附近）和盐度低的海区形成，或者是在表层以下有很强的密度跃层，能阻止结冰前冷水下沉的界面以上的水层中形成。后一种情况主要发生在北冰洋，因为那里在 20 ~ 50 m 的深度上有很强的盐度跃层。

海冰可根据其发展阶段、运动状态进行分类。按发展阶段海冰可分为六大类，即初生冰、尼罗冰、饼冰、初期冰、一年冰和老年冰。

按海冰的运动状态，可分为固定冰和流冰两类。

除了固定冰外，漂浮在海面上的大大小小、厚度不一、能够随风和海流漂移的冰块，都属于流冰，是海冰的广义用语。根据海区中流冰的密集度（海冰覆盖的面积与海区总面积之比）又可分为开阔水面、稀疏流冰、密集流冰、密接流冰和密结流冰。开阔水面是指海冰密集度小于 1/10（或 1/8），可以自由航行的海区；当没有海冰时，即使出现冰山，亦称无冰区。密集度为 4/10 ~ 6/10（或 3/8 ~ 小于 6/8）的流冰称为稀疏流冰。其中有水道和冰间湖，流冰块一般彼此不联接。密集度为 7/10 ~ 8/10（或 6/8 ~ 小于 7/8）的流冰称为密集流冰，其中大部分流冰互相联接。密集度为 10/10 或 8/8 的流冰称为密接流冰，在这种情况下见不到水。如果密接流冰彼此冻结在一起，称为密结流冰。在某种条件下，或者流冰沿着海岸搁浅时，流冰受到挤压向上堆积一定高度，形成一道冰脊或冰丘，有的冰脊和冰丘高达 20 余米。这种情况多发生在北冰洋的邻接海区中。

2. 冰山

(1) 冰山的形成和分类

从冰川分离下的高出海面 5 m 以上的各种形状的巨大冰块称为冰山。冰山可以是漂浮的，也可以是搁浅的，分为桌状（平顶）冰山、尖顶冰山以及冰岛。前者主要分布在南极海区。因为南极大陆上的冰盖延伸进南极大陆周围的浅水中，冰架在广阔的前沿向前推进，部分冰架座落在大陆架上，部分漂浮在水中。在浮力作用下，漂浮的部分大块地断裂下来，离开冰架漂移，形成平顶状冰山。这类冰山有的长达 100 多千米，宽数十千米。如 1966 年美国曾观测到一座长 333 km，宽 96 km 的巨大冰山。

北冰洋冰山多是由山谷冰川崩解而成。这主要发生在峡湾内，当峡湾的冰川向下游移动时，受地形影响，其前端形成厚度很大的冰块进入海中，巨大的冰块受浮力而断裂，形成不规则的峰形冰山，也叫冰岛。这种冰山通常具有陡峭的坡度，其宽度与峡湾的宽度有关，通常，高度比宽度大，易倾倒或翻转。这种冰山主要产生在格陵兰西岸，一般在 69°N ~ 73°N 之间的迪斯科湾。

冰山淹没的深度，取决于冰山和海水的密度。海冰的密度一般在 0.86 ~ 0.92 g/cm^3。形状较规则的冰山，露出海面的体积一般为总体积的 1/9 ~ 1/10，露出海面的高度一般为总高度

的1/7左右,平顶冰山露出海面的高度约为总高度的1/7~1/5。

(2)冰山和浮冰的漂移规律

观测表明,影响冰漂流的主要因素是风和海流。在无风的海域,浮冰和冰山随流漂移,其漂移的速度、方向与流一致。在无流的海域,浮冰和冰山随风漂移。在北半球,其漂移方向,偏离风的去向之右约28°;在南半球,偏离风的去向之左约28°。其漂移速度大约是风速的1/50。实际漂移运动是风与流引起的漂移运动的合成。冰山水下部分的体积大,受流的影响比风大。此外,冰本身的特征、大气和海洋的热力状况、地形等对冰漂流也有影响。

(3)船舶接近冰山活动区的征状

①海水温度急剧降低时,表明前方可能有冰区存在。如船舶不处于某一主寒流的海域内,则连续测试表层海水温度,可据此推算出与冰区接近的程度。通常水温为+1 ℃时,距冰缘不超过100~150 n mile;水温为-0.5 ℃时,距冰缘一般不超过50 n mile。另外,临近冰区时海水的盐度也减小。

②出现小块浮冰,有时可听到冰块互相撞击的响声。

③在流冰边缘处经常出现浓雾屏带,这是因为比较温暖的空气移到冰山附近的冷水面时冷却而形成的雾。

④如望见冰反射出的光芒,可断定该方向有海冰存在。

⑤如在大风浪中航行,突然波浪减弱,或突然海面变得平静,说明其上风方向有冰域存在。波高2~3 m的浪,在距离冰域下风1 000 m之内会明显减弱或消失,这是因为海冰阻碍了波浪的运动。

⑥听到海浪在冰中的冲击声或海冰因风浪的压挤而发出碎裂的声音,或冰山的融碎声、倒塌声。

⑦在空阔的海面上听到本船汽笛的回声,说明有矗立的冰山存在。但这种回声不是都能听到的。

⑧远处有海冰时,往往在水天线上有海市蜃楼出现。

总之,在高纬度海域航行的船舶,一方面要加强瞭望,注意上述征兆的出现,同时还要注意雷达回波、接收冰况图及有关部门发布的冰情报告及警报,以便掌握海洋上的流冰动态。

3.世界大洋的冰况

(1)北冰洋。北冰洋终年约有9×10^6 km^{2}的海面被冰覆盖。冬季覆盖的范围更广,可一直延伸到大西洋西北部45°N附近。估计,北冰洋上的冰山经常维持在40 000座左右。因为北冰洋四周受陆地包围,流冰群围绕海盆运动,特别是加拿大海盆中停留的时间最长,有的长达10年之久。只有小部分海冰随着"超极"海流经格陵兰岛与斯匹次卑尔根群岛之间的海峡,与东格陵兰海流一起进入北大西洋,故北冰洋的冰山冰龄最长,多为3~4 m厚的老年冰。许多观测站就设在冰山上。此外,从格陵兰岛西岸滑入巴芬湾的冰山,不仅进入北冰洋,而且平均每年有388座冰山,经戴维斯海峡随拉布拉多寒流输送进大西洋,部分可抵达格兰德浅滩(40°N附近)。北冰洋浮冰界限达到最南位置的时间是每年的4月份,退回最北的时间是在8月末。

(2)太平洋。北太平洋的白令海、鄂霍次克海、日本海以及堪察加半岛以东海湾、北海道和阿拉斯加湾,一年中的结冰期都有所不同。在北太平洋西部,冰的南界的平均位置在58°N附近。从冰川入海形成的小冰山,则汇集在阿拉斯加湾。

日本近海的浮冰主要来自鄂霍次克海，流冰于1月上旬自库页岛南下，中旬到达北海道沿岸，以后势力增强，2月末到3月达最盛期，3月下旬开始衰退，4月末完全消失。

(3)大西洋。在欧洲波罗的海和北美哈德逊湾，常年都有固定的岸冰。北大西洋的浮冰和冰山，在格陵兰岛东南海域和纽芬兰东南海域最多。流冰的南界可达40°N，冰山有时甚至可穿越湾流南下至31°N。有关资料表明：浮冰自11月下旬开始至次年3月份随拉布拉多海流向南漂移，覆盖了纽芬兰岛以南“大滩”海面的50%以上，同时使自格陵兰岛向南漂移的冰山受阻，直到3月份气温开始上升，这里的浮冰融化。北方的冰山也随之南下，所以在北大西洋西部冰山盛行期是4~6月份。

(4)南大洋。南大洋中海冰覆盖的面积的季节变化和年际变化都比较大。平均而言，秋季(3月)为$2.6\times10^6\ km^2$，春季(9月)为$18.8\times10^6\ km^2$，冬季最大面积达$25\times10^6\ km^2$。南极大陆是世界上最大的冰山发源地，冰每天约以1 m左右的速度缓慢地由中心高地(那里冰面海拔高度约3 km)向南极大陆周围的洋面上移动，经常有22万座冰山在游动。因南大洋的北面与三大洋畅通，流冰群及冰的漂移的自由度较大，多数冰山在漂移中融化掉，因此，南大洋的海冰多为2~3 m厚的一年冰。这些冰山在55°S以南到处都可遇到，其北界可达45°S~40°S，而流冰的界限约在65°S~60°S之间。

4. 中国沿海的冰况

我国近海地区所处地理纬度大都比较低，不易出现结冰现象，唯有渤海和北黄海北部，约位于37°N~41°N之间的海区，每年有海冰出现。一般情况下，在45°N~50°N以北的海区才能形成海冰。而渤海和黄海北部海冰的出现，主要是由于这一海区深入大陆，深度较浅，盐度较低，与外海的水交换少，冬季受来自欧亚大陆的冷空气侵袭，气温急剧下降，使近岸海区的海水冻结成冰。在正常的年份，结冰不甚严重，对航海的影响不大。但是在个别异常寒冷的冬天，渤海会出现严重的冰封，如1969年2~3月时曾发生严重的冰封，除了海峡附近外，渤海几乎全被冰覆盖。渤海湾的冰厚度达50~70 cm，最厚达120 cm。船舶几乎完全停止海上活动。某万吨级的货轮曾被冰挟持，随冰漂移达4天之久。有些船舶被冰挤压得船体变形，船舱进水。类似的情况在1936和1947年也曾发生过。

除了季节变化和各年的冰情有差异之外，由于海区所处地理位置和水文状况不同，冰情也不一样。正常年份，渤海和黄海北部从11月中旬到12月中旬，由北向南先从岸边开始结冰，翌年2月下旬至3月中旬，由南向北逐渐消失，冰期约为3~4个月。根据海冰的发展情况可分为初冰期、盛冰期和终冰期。盛冰期约在1月中下旬到2月中下旬。此时冰情最严重，威胁着航海的安全。盛冰期，渤海和黄海北部沿岸固定冰的宽度一般在0.2~2 km之间，其中河口和浅滩区可达5~10 km。冰的厚度，北部多为20~40 cm，最大60 cm左右，南部多在10~30 cm之间，最大约为40 cm。此时渤海和黄海北部流冰的外缘线，除辽东湾外，大致沿10~15 m等深线分布；辽东湾冰情最严重，流冰外缘线距北岸约60~80 n mile，其他地区一般离岸15~25 n mile。

渤海和黄海北部流冰漂流的方向多与海岸平行，或与潮流方向接近，流速多在一节以内，最大为2~3 kn。

五、船体积冰

船体积冰又称重冰集结或甲板冰。

当气温较低、海上风较强时，波浪的飞沫在空中变成过冷水滴，一碰到船体时便发生冻结，

形成船体积冰。船体积冰能压断天线，阻隔通信，严重时可使船舶重心上升，甚至失去平衡而发生突然倾覆。

船舶在有可能发生积冰的天气条件下的海域航行时，为防止积冰发生，要经常改变航向或者减速，使波浪和飞沫尽量少浸没船体表面。如估计到将会遭遇严重积冰时，船舶应驶往开阔的海域或较暖的水面。因为较冷的大陆气团在海上移动一段较长距离后会发生变性，气温上升，所以，船体积冰现象在开阔的海洋中较少发生。

思考题

1. 简述世界海洋表层海温分布的主要特征。
2. 简述厄尔尼诺现象和拉尼娜现象。
3. 简述冰山和浮冰的漂移规律。
4. 说明船舶接近冰山活动区的主要征状。
5. 船体积冰对船舶有何危害？如何防范？



第三章　天气系统及其天气特征

第一节　气团和锋

天气系统的空间分布与天气过程的时间变化十分复杂。1920年前后挪威锋面学派以温度场为主要特征，研究发现天气现象和天气变化是由大气的物理属性和大气的运动过程所决定的，而大气的物理属性是大气在运动过程中同地理环境不断作用下形成的。地球表面十分辽阔，地表性质错综复杂，在地表运动着的大气具有多种多样的物理属性。因此，在全球范围内存在着水平方向上物理属性相对均匀的大块空气和物理属性很不均匀的狭窄空气带，这正是气团和锋的概念。

一、气团

大气分析发现，在地表以上的广大区域，存在着水平方向上物理属性（温度、湿度、稳定度等）比较均匀的大块空气，它的水平范围常可达几百到几千千米，垂直范围可达几千米到十几千米，水平温度差异小，天气现象也大致一样，把这种物理属性比较均匀的大块空气叫做气团(air mass)。

1. 气团的形成

气团形成需要具备两个条件：（1）具备大范围性质比较均匀的下垫面，如辽阔的海洋、无垠的沙漠、冰雪覆盖的大陆和极区等都可成为气团形成的源地。下垫面不断与空气交换相应的热量和水汽，使气团获取下垫面的物理性质，因而下垫面的性质决定着气团属性。在冰雪覆盖的地区往往形成寒冷干燥的气团；在水汽充沛的热带海洋上常常形成温暖潮湿的气团；在夏季的沙漠或干燥大陆上形成干热的气团，所以，大范围性质比较均匀的下垫面，被视为气团形成的基本条件。（2）必须有使大范围空气能较长时间停留在均匀的下垫面上的环流条件，以使空气能有充分时间与下垫面进行热量和水汽等交换，取得与下垫面相近的物理特性。例如，亚洲北部西伯利亚和蒙古等地区，冬季经常为移动缓慢的高压所盘据，那里的空气从高压中心向四周流散，使空气性质渐趋一致，形成干、冷的气团，成为影响我国冷空气的源地；又如我国东南部的广大海洋上，比较稳定的太平洋副热带高压，是形成暖湿热带海洋气团的源地；在赤道无风带，风力微弱，大块空气长期停留，形成高温高湿的赤道气团。

气团的形成是在具备了上述两个条件下，通过一系列的物理过程（主要有辐射、湍流和对流、蒸发和凝结，以及大范围的垂直运动等），才能将下垫面的热量和水分输送给空气，使空气获得与下垫面性质相适应的比较均匀的物理性质，形成气团。这些过程有的是发生于大气与下垫面之间的，有的是发生于大气内部。

此外，空气中的平流作用也伴随着热量和水分的输送，影响着气团中某一部分热量和水分的增减和分布，并可能引起气团稳定度的变化。

2. 气团的分类

为了分析气团的特性、分布、移动规律，常常对地球上的气团进行分类。分类方法有地理

分类法和热力分类法。

(1)地理分类法

根据气团形成源地的地理位置，对气团进行分类，称为气团的地理分类。按这种分类方法，将气团分成冰洋气团、极地气团、热带气团、赤道气团四大类。由于源地地表性质不同，又将每种气团(赤道气团除外)分为海洋性和大陆性两种，这样，总共分为七种气团。

冰洋大陆气团(Arctic continental air mass)：大致位于65°以上的极地大陆。天气特点是温度极低、气压高、湿度小、气层稳定。冬季侵入高中纬地区时，会带来暴风雪天气。我国境内看不到它的活动。

冰洋海洋气团(Arctic maritime air mass)：大致位于65°以上的极地海洋。天气特点与冰洋大陆气团相近。但夏季可以从海洋获得一定的热量和水汽。

极地大陆气团(polar continental air mass)：大致位于40°~70°纬度带的大陆。低温、干燥、天气晴朗，气团低层有逆温现象，空气层结稳定。冬季出现在我国的多是变性极地大陆气团，势力强，维持时间长、影响范围广，是我国冷空气活动的主要来源。

极地海洋气团(polar maritime air mass)：大致位于40°~70°纬度带的海洋。冬夏气团性质有显著不同。冬季低层接触洋面，温度较高，湿度较大，常形成多云天气，有时产生降水；夏季与极地大陆气团性质差不多，对我国影响不大。

热带海洋气团(tropical continental air mass)：大致位于10°~40°纬度带的海洋。如太平洋副热带高压区域和大西洋副热带高压区域。天气特征是温度高，湿度大，低层湿热不稳定，中层常有逆温，高层干燥。夏季，它是影响我国天气的主要气团之一，在它控制下，会出现闷热的天气。当它的北缘与变性温带气团相遇时，可出现降水天气。

热带大陆气团(tropical maritime air mass)：大致位于10°~40°纬度带的大陆。如中亚、西南亚、北非撒哈拉沙漠等地。特征是炎热、干燥、晴朗少云，低层不稳定。夏季常影响我国西北地区，为最干热的气团。

赤道气团(equatorial air mass)：大致位于南北纬10°以内的洋面。具有高温、高湿、层结不稳定、多雷暴等的天气特征。盛夏时，它影响我国华南一带，天气湿热，常有雷雨产生。

(2)热力分类法

根据气团在移动过程中与所经下垫面的温度对比或两个气团之间的温度差异，可分为冷气团和暖气团两大类。移向暖的下垫面的气团，叫冷气团；相反，移向冷的下垫面的气团，叫暖气团。这里所谓冷、暖均是比较而言，至于温度低到多少度才是冷气团，温度高到多少度才是暖气团，则没有绝对的数量界限。一般在冷源地形成的气团是冷气团，在暖源地形成的气团是暖气团。两气团相遇时，温度相对高的称暖气团，温度相对低的称冷气团。

3. 气团的变性

气团形成的地区，称为气团源地(air mass source)。气团在源地形成后，随着环流条件的变化，由源地移动到一个新的地区时，由于下垫面性质以及物理过程的改变，气团的属性也随之发生相应的变化，这种气团原有物理属性发生改变的过程称为气团变性(air mass transformation)。气团的变性过程同气团的形成过程一样，也是通过湍流、大范围垂直运动和蒸发、凝结、辐射等物理过程来实现的。变性的快慢和变性程度的大小，取决于所流经地区下垫面性质与气团源地下垫面性质差异的大小，离开源地时间的长短以及空气运动状态的变化等。

对于不同的气团，其变性的快慢是不同的。通常，冷气团变性快，而暖气团变性慢，这是因

为冷气团低层受热后，层结不稳定，湍流、对流容易发展，能较快地把低层热量、水汽输送到上层大气，改变着气团物理属性；相反，暖气团移向冷区时，气团低层不断变冷，层结稳定，抑制了湍流、对流的发展，致使气团变冷主要通过辐射过程缓慢进行，因而变性较慢。从气团水分变性来看，干气团容易变湿，湿气团不容易变干。因为干气团只要通过海洋或潮湿下垫面的蒸发作用就可增加水汽而变湿，而湿气团则要通过大气中水汽凝结和降水过程才能把水分除去而变干，显然变干过程要比变湿过程缓慢。气团总是随着大气的运动而不停地移动，停滞或缓行的状态只是暂时的、相对的。而气团的变性是经常的，绝对的。因而气团的形成只是不断变性过程中的一个相对稳定阶段。日常所见到的气团大多是已经离开源地而有不同程度变性的气团。

4. 冷、暖气团的天气特征

由于不同的气团具有不同的温度、湿度和稳定度等物理特性，在它们控制下的地区，就分别具有不同的天气特点。

暖气团一般含有丰富的水汽，气压低，容易形成云雨天气。当北半球暖气团向北移向冷区（高纬度）时，不仅会使所经之地变暖，而气团本身逐渐冷却，气温直减率减小，气层趋于稳定，有时形成逆温或等温层，不利于对流的发展，往往呈现出稳定性天气。如果暖气团中湍流作用较强，也可能形成层云、层积云，甚至毛毛雨、小雨等天气。有时，因为低层空气迅速冷却，还会形成平流雾，所以暖气团中能见度通常比较差。特别是冬季，从南方海洋移入我国近海和大陆的暖气团，是具有这种天气的典型气团。如果暖气团中的水汽含量较少，天气一般是少云或无云天气。

冷气团一般形成干冷天气。当北半球冷气团从源地向南移向暖区（低纬度）时，不仅会使这个地区变冷，且气团低层因不断吸热而增温，气温直减率增大，层结稳定度减小，气层往往趋于不稳定，有利于对流的发展。冷气团中由于湍流、对流活跃，所以低层能见度一般较好。夏季，冷气团来自海洋，水汽含量较多，常形成积云或积雨云，甚至出现阵性大风、阵性降水或雷暴天气。冬季，冷气团中水汽含量通常较少，这时多为少云或碧空天气。

冷、暖气团的天气特征在不同季节、不同下垫面可能有所差别。例如夏季的暖气团，水汽含量丰富，如被地形或外力抬升时，可以出现不稳定天气。冬季的冷气团不仅水汽含量少而且气层非常稳定，可能出现稳定性天气。同时，冷暖气团在不同纬度所产生的天气也不完全一样。

5. 影响我国天气的气团

我国大部分地区处于中纬度，冷、暖气流交绥频繁，缺少气团形成的环流条件。同时，地表性质复杂，不具备大范围物理属性均匀的下垫面，因此，活动在我国境内的气团，大多属于外来的变性气团，其中最主要的是变性的极地大陆气团和变性的热带海洋气团。

冬半年我国主要受变性的极地大陆气团影响，来自西伯利亚和蒙古的冷空气控制我国大部地区，通常造成干燥、降温、偏北大风天气。这种气团的地面流场特征为很强的冷性反气旋（冷高压），中低空有下沉逆温，它所控制的地区，天气干冷。当它与热带海洋气团相遇时，在交界处则能形成阴雨天气，尤其多见于华南地区。冬季热带海洋气团可影响到华南、华东和云南等地，其他地区除高空外，一般影响不到地面。总之，变性的极地大陆气团的气候特点是干燥、晴朗、低温、多偏北风。

夏半年，我国沿海主要受变性热带海洋气团影响，来自西伯利亚的变性极地大陆气团在我

国长城以北和西北地区活动频繁，它与南方热带海洋气团交绥，是构成我国盛夏南北方区域性降水的主要原因。在我国西部地区主要受热带大陆气团影响，常出现干燥、炎热、少雨的天气。在我国长江流域以南地区受赤道气团影响，可造成大量降水。而在云南、云贵高原南部受夏季西南风影响，形成了得天独厚的温暖潮湿的气候特征，如闻名于世的西双版纳则是四季如春。总之，变性的热带海洋气团气候特点是炎热、潮湿、多雷雨。

春季，变性的极地大陆气团和热带海洋气团两者势力相当，互有进退，因此是锋系及气旋活动最频繁的时期。

秋季，变性的极地大陆气团逐渐占主要地位，变性的热带海洋气团退居东南海上，我国东部地区在单一的气团控制下，出现全年最宜人的秋高气爽的天气。

二、锋

1. 锋的定义和空间结构

锋（front）是冷暖气团之间的狭窄、倾斜的过渡带。锋的下面是冷气团，上面是暖气团。冷、暖气团之间的温度和湿度有相当大的差别，而且这种差别可以扩展到整个对流层。由于冷空气比暖空气重，随着地球自转，这个过渡带（交界面）向冷气团倾斜（如图 3-1 所示）。交界面靠近暖气团一侧的界面叫锋的上界，靠近冷气团一侧的界面叫锋的下界。上界和下界的水

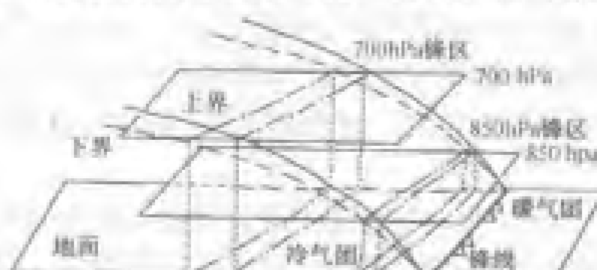


图 3-1　锋面的空间结构

平距离称为锋的宽度。锋在近地面层中宽约数十千米，在高层可达 200～400 km。而这个宽度与其达数百或数千千米的水平长度相比是很小的。因此，人们常把锋近似地看成一个面，称为锋面。锋与空中某一等压面相交的区域称为锋区（上界和下界之间的区域）。在锋区中温度水平梯度特别大，等温线密集，并随高度向冷区倾斜。锋面与地面相交而成的线，叫做锋线。一般把锋面和锋线统称为锋。由于锋两侧的气团性质上有很大差异，所以锋附近空气运动活跃，在锋中有强烈的升降运动、气流极不稳定，常常形成广阔的云系和降水天气，有时还出现大风、降温和雷暴等剧烈的天气变化。因此，锋是温带地区重要的天气系统之一。

2. 锋的分类

根据锋两侧冷、暖气团强度、移动方向和结构状况，一般把锋划分为冷锋、暖锋、准静止锋和锢囚锋四种类型（如图 3-2 所示）。

冷锋（cold front）是冷气团前缘的锋。在锋面移动过程中，冷气团势力强占主导地位，推动着锋面向暖气团一侧移动的锋称为冷锋，如图 3-2（a）所示。冷锋又因移动速度快慢不同，分为缓行（一型）冷锋和急行（二型）冷锋。

暖锋（warm front）是暖气团前沿的锋。在锋面移动过程中，暖气团势力强起主导作用，推动着锋面向冷气团一侧移动的锋称为暖锋，如图 3-2（b）所示。

准静止锋（quasi-stationary front）是冷、暖气团势力相当，互有进退，锋面在小范围内来回摆动的锋，如图 3-2（c）所示。

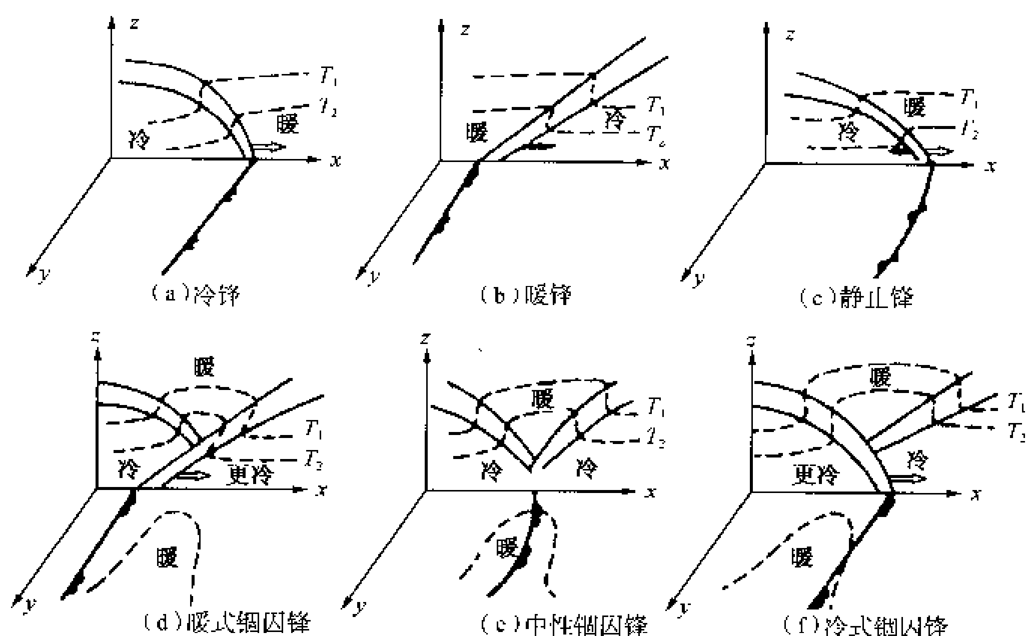


图 3-2 锋的分类

锢囚锋(occlusion front)是两个冷气团之间的锋。在锋面活动过程中,冷锋移速快于暖锋,当冷锋追上暖锋,或者两条冷锋迎面相遇,迫使两锋间暖气团抬离地面,锢囚到高空,近地层由冷锋后部的冷气团和暖锋前的冷气团相接触构成的交界面,称为锢囚锋,如图 3-2(d~f)所示。暖锋前部的冷气团比冷锋后的冷气团更冷时,称为暖式锢囚锋;当冷锋后部的冷气团比暖锋前的冷气团更冷时,称为冷式锢囚锋;当锋前后的两个冷气团势力相当时,称为中性锢囚锋。

3. 锋的特征

锋是两种性质不同的气团相互作用的过渡带,因而锋两侧的温度、湿度、稳定度以及风、云、气压等气象要素具有明显差异,可以把锋看成是大气中气象要素的不连续面。

(1)锋面坡度

锋面在空间向冷区倾斜,是锋的一个重要特征。锋面坡度(如图 3-3)的形成和保持是地转偏向力作用的结果。一般锋面的坡度在 1/50~1/200 之间,由于锋面坡度很小,锋面所覆盖的地区必然很大。如坡度为 1/100,锋线长为 1 000 km、高为 10 km 的锋,其掩盖的面积可达 100 万平方千米;由于有坡度,可使暖空气沿倾斜面上升,为云雨天气的形成提供有利条件。

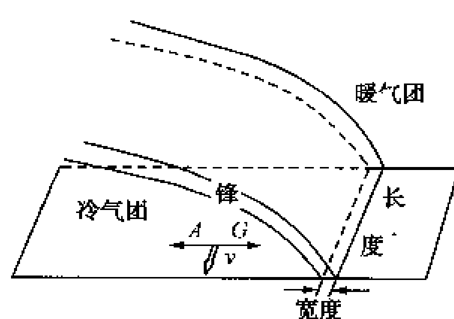


图 3-3 锋面坡度

(2)温度场

锋区中的水平温度梯度比气团内的温度梯度大得多。气团内部的气温水平分布比较均匀,通常在 100 km 内的气温差为 1~2 ℃。而锋附近区域内,在水平方向上的温度差异非常明显,在 100 km 的水平距离内温差可达 10 ℃左右。锋区温度场在高空等压面图上表现为等温线非常密集,而且同锋面近于平行,如图 3-4 所示。由于锋面在空间呈倾斜状态,使各等压面上的等温线密集区位置随高度升高不断向冷区一侧倾斜。因而,高空锋区位于地面锋的冷空气一侧,锋伸展的高度越高,锋区偏离地面锋线越远。在垂直方向上,气团中温度垂直分布是随高度递减的。然而锋区附近,由于下部是冷气团,上部是暖

气团，锋面上下温度差异比较大，锋面往往是逆温层，如图 3-5 所示。

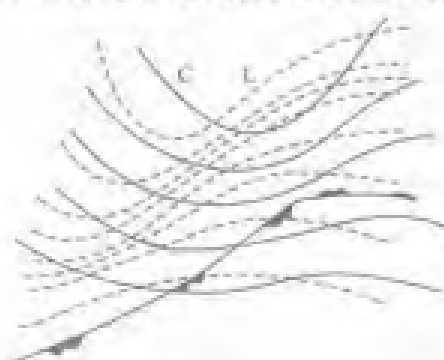


图 3-4　地面锋线与高空区的相对位置

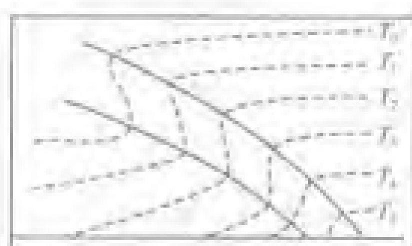


图 3-5　剖面图上锋区附近等温线

(3)气压场

锋面两侧是密度不同的冷、暖气团，锋区的气压变化比气团内部的气压变化要大得多，而且锋两侧的气压梯度是不连续的，等压线通过锋面有指向高压的折角。一般锋处于气压槽中，或锋处于两个高压之间气压相对较低的地区，等压线几乎与锋面平行，如图 3-6 所示。



图 3-6　地面锋线附近常见几种气压场与风场配置型式

(4)变压场

气压随时间的变化量称为变压，气压场随时间的变化即构成变压场。通常用 3 h 变压来表示。锋面附近气压场的变化是由于锋面移动和冷暖空气密度不同，使锋面成倾斜状态这一特殊结构所引起。变压场的特征(如图 3-7 所示)是：暖锋前出现负的 3 h 变压，冷锋后出现正的 3 h 变压。锋面移动越快，其两侧的变压差越大。锋面两侧的密度差越大(一般可认为锋越强)，锋面坡度越陡，其两侧的变压差也越大。锢囚锋附近的正负变压中心是对称于锢囚锋线的，这可看为与冷、暖锋结合的正负变压区相互合并的结果。不过，在暖式锢囚锋上，由于冷锋面叠加于暖锋面之上，故正变压区已扩展到锢囚锋线之前；在冷式锢囚锋上，由于暖锋面叠加于冷锋面之上，故负变压区扩展到锢囚锋的后部。



图 3-7　锋面附近变压场

(5)风场

锋附近的风场是同气压场相适应的。在锋线两侧的风场具有明显的气旋性切变，即由锋前到锋后，风向呈逆时针(北半球)方向变化。这种风场的气旋性切变包括风向切变和风速切变，例如，北半球冷锋呈东北—西南走向时，锋前多为西南风，锋后多为西北风，而且风速一般

锋后大于锋前，表现出明显的气旋性切变，如图3-6所示。

4. 锋面天气

锋面天气主要指锋附近的云系、雾、降水、风、能见度等气象要素的分布和演变状况。锋附近的天气主要决定于锋附近空气垂直运动状况、气团的属性和锋的强弱、锋面坡度的大小及地形等因素。这些因素的不同组合状况构成了多种多样的锋面天气。尽管锋面天气因时间、地点、冷暖气团强弱而千差万别，但人们从大量典型个例中概括出了一些典型的天气模式，对初学者分析锋面天气时很有参考价值。

(1)暖锋天气

如图3-8所示，暖锋的坡度较小，约为1/150。暖锋中暖气团在推挤冷气团过程中缓慢沿锋面向上滑行，滑行过程中绝热冷却，当升到凝结高度后在锋面上产生云系，如果暖气团滑行的高度足够高，水汽又比较充足时，锋上常常出现广阔的、系统性的层状云系。典型云序为：卷云(Ci)、卷层云(Cs)、高层云(As)和雨层云(Ns)。云层的厚度视暖气团上升的高度而异，一般可达几千米，厚者可到对流层顶，而且距地面锋线越近，云层越厚。暖锋降水主要发生在雨层云内，多是连续性降水。天气谚语所说的"天上钩钩云，地上雨淋淋"就是典型暖锋云系和天气的生动写照。降水宽度随锋面坡度大小而异，一般宽度为300～400 km，暖锋云系有时因空气湿度和垂直速度分布不均匀而造成不连续，可能出现几千米甚至几百千米的无云空隙。

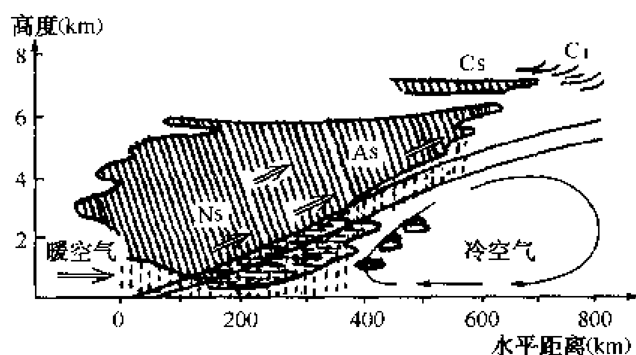


图3-8 暖锋天气模式

在锋下靠近地面锋线的冷气团中，在气流辐合和湍流作用下常产生层积云和层云，如果暖空气中的雨滴下降到冷气团中蒸发，使冷气团中水汽含量增多并达到饱和时，在暖锋前约50～100 n mile近地层会形成锋面雾。

夏季暖气团不稳定时，可能出现积雨云，伴有雷雨等阵性降水。春季暖气团中水汽含量较少时，可能仅仅出现一些高云，很少有降水。

暖锋是暖气团推动冷气团后退，暖锋过境意味着后面的暖气团取代前面的冷气团，引起气温逐渐升高，气压逐渐降低，锋前出现负的3 h变压。

在北半球暖锋多为西北—东南走向，锋前吹E～SE风，锋后吹S～SW风，锋过境时，风向随时间作顺时针变化；在南半球，暖锋线的走向多为西南—东北，锋前吹E～NE风，锋后吹N～NW风，锋过境时风向作逆时针变化。在垂直方向上，一般暖锋附近的冷、暖气团两侧均为上升运动。

在我国典型的暖锋很少单独出现，大多同冷锋一起伴随着气旋出现。春、秋季一般出现在江淮流域和东北地区，夏季多出现在黄河流域。

(2)冷锋天气

冷锋根据移动速度的快慢分为两种类型，一型冷锋和二型冷锋。

一型冷锋(缓行冷锋)移动缓慢、锋面坡度较小，约为1/100。其天气模式见图3-9。冷气团缓慢地推动暖气团，当暖气团比较稳定、水汽比较充沛时，产生与暖锋相似的层状云系，只是

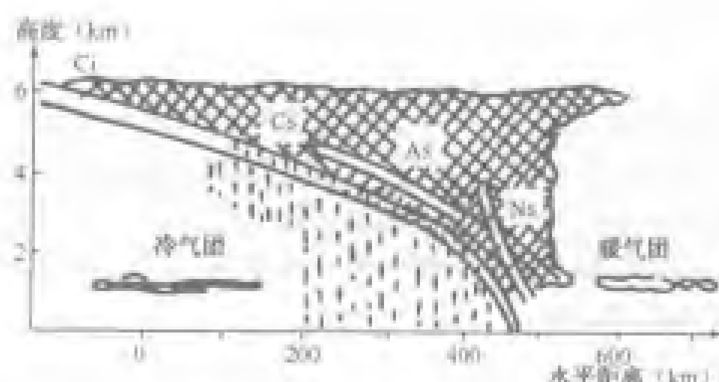


图3-9　一型冷锋天气

云系的分布序列与暖锋相反，云序依次为雨层云（Ns）、高层云（As）、卷层云（Cs）、卷云（Ci），而且云系和雨区主要位于地面锋附近及锋后。由于锋面坡度大于暖锋，因而云区和雨区都比暖锋窄一些，且多稳定性降水。但当锋前暖气团不稳定时，在地面锋线附近也常出现积雨云和雷阵雨天气。这类冷锋是影响我国天气的重要天气系统之一。

二型冷锋（急行冷锋）移动快、坡度大，约在1/40～1/80。其天气模式见图3-10。冷锋后的冷气团势力强，移速快，猛烈地冲击着暖空气，使暖空气急速上升，形成范围较窄、沿锋线排列很长的积状云带，产生对流性降水天气。夏季，空气受热不均，对流旺盛，冷锋移来时常常狂风骤起、乌云满天、暴雨倾盆、雷电交加，气象要素发生剧烈变化。但是，这种天气历时短暂，锋线过后气温急降，天气豁然开朗。在冬季，由于暖气团湿度较小、气温较低，不可能发展成强烈不稳定天气，只在锋前方出现卷云、卷层云、高层云、雨层云等云系。当水汽充足时，地面锋线附近可能有很厚、很低的云层和宽度不大的连续性降水。锋线一过，云消雨散，出现晴朗、大风和降温天气。

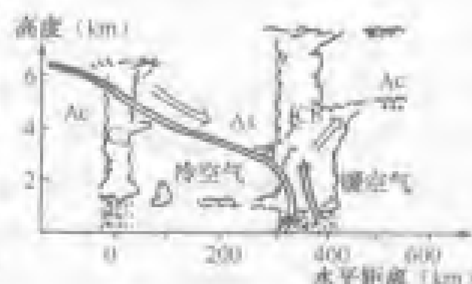


图3-10　二型冷锋天气

冷锋是冷气团推动暖气团后退，冷锋过境意味着后面的冷气团取代前面的暖气团，引起气温逐渐降低，气压逐渐升高，锋后出现正的3 h变压。若是急行冷锋，气温迅速降低，气压迅速升高。

冷锋在北半球多为东北—西南走向，锋前吹S～SW风，锋后吹N～NW风。锋过境时，风向作顺时针变化；在南半球，冷锋多为东南—西北走向，锋前吹N～NW风，锋后吹S～SW风，锋过境时风向作逆时针变化。锋前后风速值的大小则主要取决于水平气压梯度的大小，并无普遍的变化规律。一般与季节、地理位置和地形条件等有关。例如冬季冷锋后偏北风一般较大，而夏季则较弱。在垂直方向上，缓行冷锋的冷气团一侧以下沉运动为主，暖气团一侧多为上升运动；急行冷锋的冷空气一侧以下沉运动为主，暖空气一侧低层上升，高层下沉。

冷锋在我国活动范围甚广，几乎遍及全国，尤其在冬半年，北方地区更为常见，它是影响我国天气的重要天气系统。我国的冷锋大多从俄罗斯、蒙古进入我国西北地区，然后南下。冬季多二型冷锋，影响范围可达华南，但其移到长江流域和华南地区后，常常转变为一型冷锋或准静止锋。夏季多一型冷锋，影响范围较小，一般只达黄河流域。

（3）准静止锋天气

准静止锋大多是由冷锋演变而成的，因此准静止锋天气与第一型冷锋天气相似。准静止锋的坡度通常比较小，沿锋上滑的暖空气可以延伸到距离地面锋线更远的地方，其云区和降水区比冷锋更为宽广。云系与第一型冷锋相似（见图 3-11），依次为雨层云（Ns）、高层云（As）、卷层云（Cs）、卷云（Ci）。降水强度较小，持续时间长，经常绵绵细雨连日不断，持续时间甚至一个月以上。如果暖气团湿度大而不稳定，准静止锋上也可能出现积雨云和雷阵雨天气。

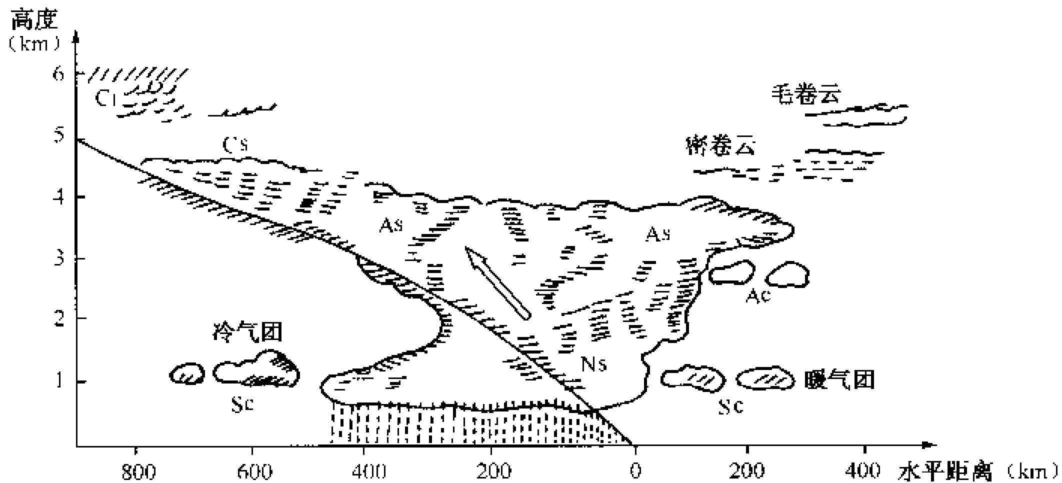


图 3-11　静止锋天气模式

在冬半年，准静止锋坡度特别小，暖气团滑升到距离地面锋线一定距离之外才能凝结成云雨，故云雨天气区离锋线有一定距离。准静止锋多呈东西走向，北半球高纬一侧多吹 NE 风，低纬一侧多吹 SW 风。南半球低纬一侧多吹 NW 风，高纬一侧多吹 SE 风。准静止锋在我国活动具有明显的地域特征，主要出现在我国华南、西南和天山北侧。相应的准静止锋称为华南静止锋、西南静止锋和天山静止锋。

（4）锢囚锋天气

锢囚锋是由两条锋合并形成的，它的天气必然会保持原来两种锋面的基本特征。如果锢囚锋是由具有层状云的两条锋合并的，那么锢囚锋的主要云系也是层状云，它近似对称地分布在锢囚点的两侧，如图 3-12 所示。当这种锋过境时，云层先由薄变厚，再由厚变薄。如果原来的一条锋上是积状云，另一条锋上是层状云，锢囚后积状云便与层状云相连。

然而，锢囚锋天气并不是原有两条锋天气的简单合并。当锢囚锋形成后，一方面，锢囚锋降水保留着原来锋面降水的特点，而且锢囚点以上的上升运动进一步发展，暖空气被抬升到锢囚点以上，利于云层增厚、降水增强、降雨区扩大；另一方面，锢囚点以下的锋段还会有云新生，暖式锢囚锋一般出现层状云，冷式锢囚锋一般出现积状云。随着锢囚锋的发展，暖气团会被抬升得越来越高，其中的水汽也会因降水消耗而越来越少。于是，锢囚点以上的云层逐渐变薄和消散。由此可见，比起单独的冷暖锋来，锢囚锋天气要复杂一些。

在中国，锢囚锋主要出现在锋面频繁活动的东北、华北地区，以春季较多。东北地区的锢囚锋大多由蒙古、俄罗斯移来，多属冷式锢囚锋。华北锢囚锋多在本地生成，属暖式锢囚锋。冬半年在西北、华北、华东地区，还出现地形锢囚锋。

5. 锋面的移动规律

锋面与天气有着密切的关系，因此，掌握锋面移动规律，对正确预报本地区天气是很重要的。锋面移动速度，取决于锋面两侧垂直于锋面风速分量的大小和方向。锋面前后风向相同，

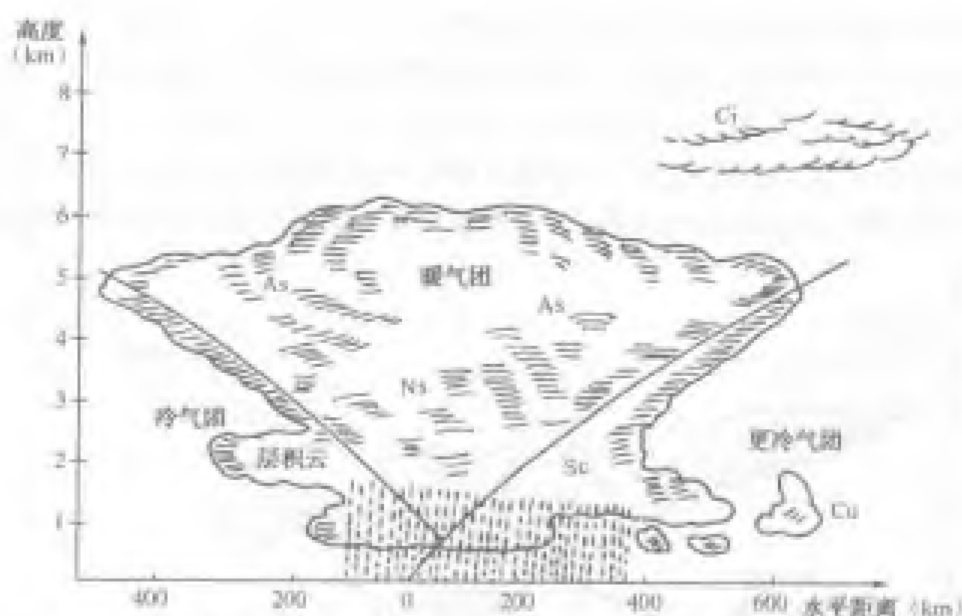


图 3-12　锢囚锋天气模式

垂直分量越大，锋面移速越快，反之则慢。当锋面前后风向相反时，锋面移速决定于垂直于锋面的风速差，风速差越大，锋面移速越快，反之则慢。当无垂直于锋面的风速时，锋面呈准静止状态。一般说，在我国，冷锋的移速，在北方要比在南方快，在西北地区移速最快，在华南移速最慢。当锋面的走向呈南北向时，冷锋从西北向东南的移速较快；当锋面走向呈东西向时，冷锋从北向南的移速较慢。暖锋的移速较小，无一定规律。锋面的移速不但因地而异，且因季节而不同，平均说来，在冬春季移动较快，秋季次之，夏季较慢。

思考题

1. 说明气团的概念、形成条件和变性过程。
2. 简述极地气团和热带气团的主要天气特征。
3. 何谓冷气团？简述冷气团的主要天气特征。
4. 何谓暖气团？简述暖气团的主要天气特征。
5. 说明锋的概念和锋面的主要特征。
6. 简述暖锋的主要天气特征。
7. 简述冷锋的主要天气特征。

第二节　锋面气旋

一、气旋概述

1. 气旋的概念

大气中存在着各种大型的旋涡运动，象江河里的旋涡一样，有的呈逆时针方向旋转，有的呈顺时针方向旋转；有的一面旋转一面向前运动，有的却停留原地少动；有的随生随消，有的却出现时间相当长。在北半球，沿逆时针方向旋转的大型空气涡旋称为气旋（cyclone）；在南半球则相反，顺时针方向旋转的大型空气涡旋称为气旋。由闭合等压线围成的，中心气压比四周低的系统称低压。由风场与气压场之间的关系可知，气旋与低压都是对同一天气系统的描述，气旋是从流场的角度来定义，而低压是从气压场的角度来定义，除赤道低纬度地区以外，两个名称可以互相换用。

在低层大气中，特别是在近地面附近，风向与等压线斜交，在北半球气旋是一个按逆时针方向旋转向中心辐合的系统；在南半球气旋是按顺时针方向旋转向中心辐合的系统。由于气流从四周向气旋中心辐合，必然产生上升运动，气流升至高空又向四周辐散，这样才能保证低层大气不断地从四周向中心流入，气旋才能存在和发展（如图3-13）。所以气旋的存在和发展必须有一个由水平运动和垂直运动所组成的环流系统。因此，每当低气压（或气旋）移到本区时，云量增多，出现阴雨天气。

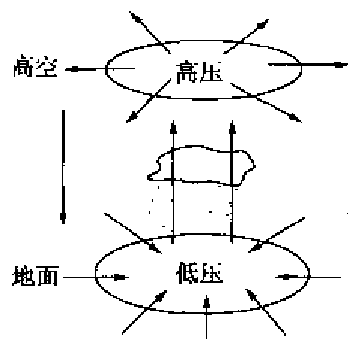


图3-13　气旋上下层气流示意图

2. 气旋的强度和范围

通常气旋的强度（intensity）以气旋中心气压值来表示。中心气压值越低，表示气旋越强，中心气压值越高，表示气旋越弱。一般地面气旋中心气压值在1 010～970 hPa，发展强大的可低于935 hPa。另外，气旋的强弱也可以用其中心最大风速来度量，最大风速大的表示气旋强，最大风速小的表示气旋弱。实际上，在气旋区中风速与水平气压梯度相适应，气旋中心气压越低，水平气压梯度越大，风速也就越大。

气旋的水平范围（horizontal coverage）以地面天气图上最外围闭合等压线围成的近似圆形区域的直径表示，平均为1 000 km，大的达2 000～3 000 km，小的只有300～500 km。

当气旋中心气压值随时间降低时，称气旋发展或加深（deepening）；反之，当气旋中心气压值随时间升高时，则称气旋减弱或填塞（filling）。

3. 气旋的分类

根据气旋形成和活动的地理区域，将气旋分为温带气旋（extratropical cyclone）和热带气旋（tropical cyclone）。根据气旋的热力结构，将气旋分为锋面气旋（frontal cyclone）和无锋面气旋。无锋面气旋包括热带气旋和热低压等。另外，气旋之间并不存在不可逾越的鸿沟，不同类型的气旋，在一定条件下会互相转化。如锋面气旋可因一定条件转化为无锋面气旋（冷涡），无锋面气旋（热低压、热带气旋）可因一定条件转化为锋面气旋。

二、锋面气旋

1. 锋面气旋的概念和结构

锋面气旋(frontal cyclone)频繁产生和活动于温带地区(故又称为温带气旋),它是温带地区最重要的天气系统之一。发展强烈的锋面气旋,可带来强烈的降水、雷暴、大风等恶劣天气,在海上还可引起大范围的大风浪区,是影响中高纬度大洋航线天气的主要风暴系统。一个发展成熟的锋面气旋,一般由2~3个气团组成。从平面看,北半球锋面气旋是一个逆时针方向旋转的涡旋,中心气压最低,自中心向前方伸出一条暖锋,向后方伸出一条冷锋,冷、暖锋之间是暖气团,暖锋前、冷锋后是冷气团。锋面上的暖气团呈螺旋式上升,锋面下的冷气团呈扇形扩展下沉。从垂直方面看,气旋的高层是高空槽前气流辐散区,低层是气流辐合区。根据质量守恒原理,空气在高层辐散、在低层辐合,则其间必有上升运动。因而在气旋前部和中心区有上升气流,气旋后部有下沉气流。另外,气旋自底层到高层是一半偏冷、一半偏暖的温度不对称系统,低压中心轴线自下而上向冷区倾斜。

2. 锋面气旋的生命史

锋面气旋是由锋面上发生的波动发展而成的。有关锋面气旋生成的学说很多,挪威锋面

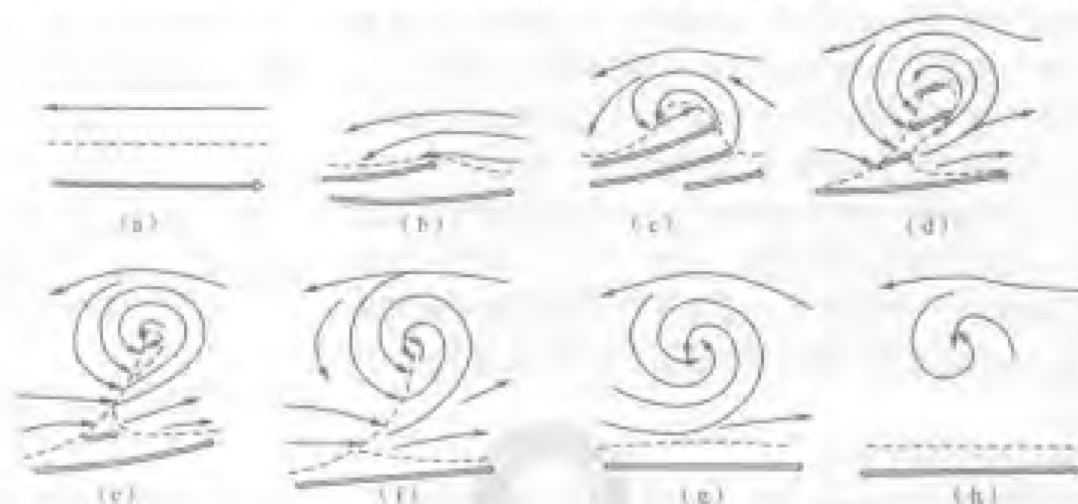


图3-14 锋面气旋生命史

学说首先指出,气旋是在静止锋或冷锋上发生波动而生成的。开始时,在锋上形成一个波动,并在波动顶点附近出现一条闭合等压线,此后逐渐发展,形成一个完整的气旋。锋面气旋的演变过程,大致可分为初生阶段、发展阶段、成熟阶段(锢囚阶段)及消亡阶段(填塞阶段),如图3-14所示。

(1)初生阶段[图3-14(a)、(b)]:原先地面上有一条静止锋,锋北面是冷空气,锋南面是暖空气,冷空气自东向西运动,暖空气自西向东运动。当气流发生波动时,冷空气向南扩张,暖空气向北抬升,并出现1~2条闭合等压线。

(2)发展阶段[图3-14(c)、(d)]:随着波动的发展,气压进一步下降,闭合等压线增加,冷空气进一步向南推进,冷锋附近出现阵雨或阵雪,暖锋前也出现降水,降水区域扩大。随着气旋的发展,低层扰动逐渐向高层发展,气流作螺旋式的上升,高空低槽也逐步加深。

(3)锢囚阶段[图3-14(e)、(f)]:气旋发展至最盛时期,自地面到500 hPa高度均已成为圆形闭合环流。地面冷锋逐渐追上暖锋,并将地面暖空气上抬,气旋开始锢囚。这时,云雨范围最大,强度加强,风力增大,天气变化最剧烈。但由于地面已为冷空气所占据,成为冷性涡旋,因而气旋开始减弱。

(4)消亡阶段[图 3-14(g)、(h)]：气旋发展的最后阶段，暖空气仅残留在地面东南角，低层整个气旋中心辐合加强，地面加压，已变为冷性涡旋，低压中心部位开始填塞。从地面到 500 hPa 左右的闭合环流减弱，上升运动已消失，气旋减弱，以至消亡。

锋面气旋的生命史一般是 5 天左右。活动在北大西洋和欧洲的气旋，锢囚阶段缓慢，生命史往往超过 5 天，而活动在东亚地区的气旋，初生和锢囚阶段较短，生命史大多在 3 天左右。实际上有些气旋在生成后并未经历全部发展阶段就消亡了，也有的气旋发展到锢囚之后，又有冷空气加入并未消亡，反而又重新加强起来。因而，气旋的发展过程由于条件的差异而有不同。

3. 锋面气旋发展演变的温压场特征

锋面气旋发展的高空温压场理想模式是：高空温度槽落后于高度槽以及气旋始终处于高空槽的前方。前者导致高空槽前出现暖平流，槽后出现冷平流，后者引起高空槽前气流辐散，槽后气流辐合。根据静力平衡和质量守恒原理，暖平流会引起地面系统热力减压，冷平流引起热力加压，气流辐散会造成地面系统动力减压，气流辐合会造成动力加压。因而高空槽前的下方既是热力减压区又是动力减压区，是有利于地面气旋发生、发展的区域。如图 3-15 所示。

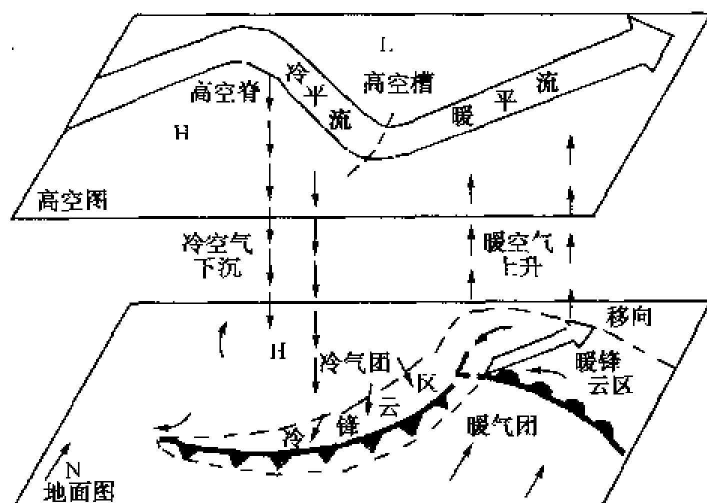


图 3-15　锋面气旋发展的高低空配置

(1)初生阶段：如图 3-16(a)(b)所示，高空温压场结构是温度槽落后于高度槽，地面气旋中心位于高空槽前，气旋前部的暖平流和辐散流场使其减压，其后部的冷平流和辐合流场使其加压；槽前正涡度平流促使地面气旋发展、槽后负涡度平流促使地面反气旋发展。这些因子联合作用的结果，引起地面气旋一面向前移动，一面向前发展。

(2)发展阶段：如图 3-16(c)(d)所示，高空温压场波动振幅增大，有时出现闭合中心，温度槽仍落后于高度槽，但位相更接近，温度平流和涡度平流的联合作用使气旋中心气压继续下降，气旋式环流不断加强，冷暖锋进一步发展，出现系统性云系和降水。

(3)锢囚阶段：如图 3-16(e)(f)所示，高空槽进一步出现闭合中心，温度槽趋于高度槽，气旋发展到最强阶段，中心气压值降至最低，气旋环流达到最强，云雨范围扩展，风力增大，天气发展到最盛期。温度平流变小，涡度平流减弱，摩擦作用增大，气旋移动缓慢不再发展。

(4)消亡阶段：如图 3-16(g)(h)所示，高空温压场近于重合，冷暖平流趋于零，成为一个深厚的冷低压。锋面脱离气旋，环流减弱、气压升高。由于摩擦辐合作用，气旋填塞而消亡。

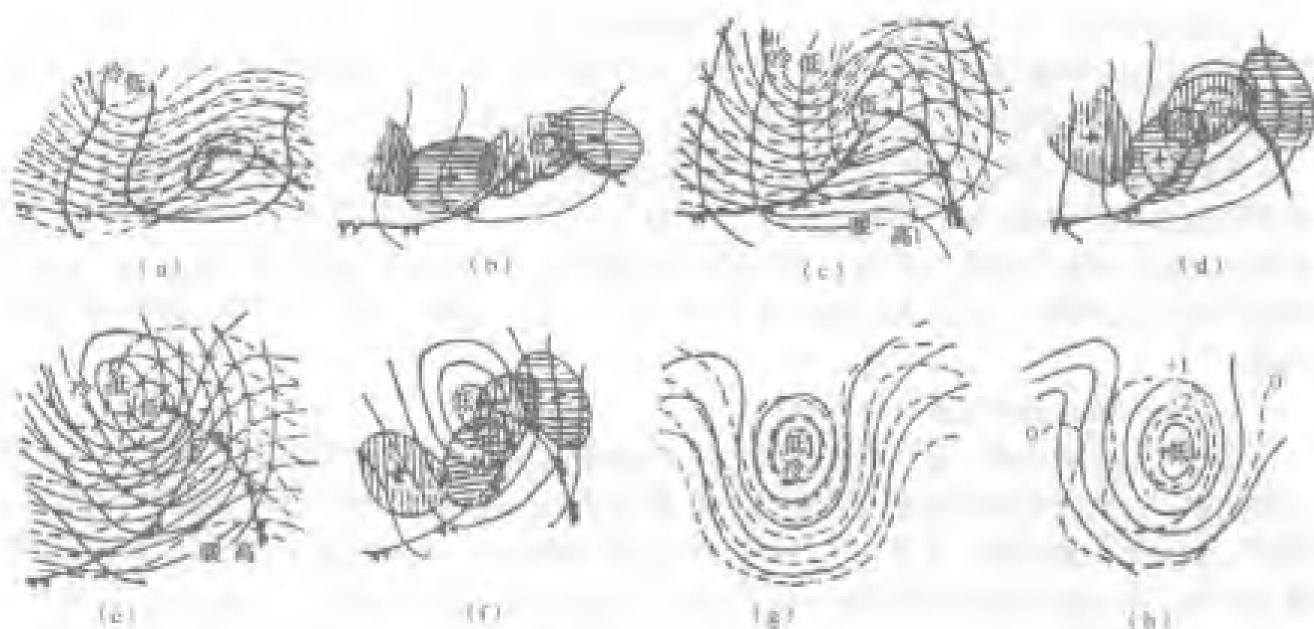


图 3-16 锋面气旋温压场演变

4. 锋面气旋在卫星云图上的特征

锋面气旋从初生到消亡的各个阶段，在卫星云图上云系变化较为清晰，所以卫星云图也是分析判断锋面气旋活动的方式。

当与空中槽相伴随的逗点云系，如图 3-17(*a*)所示，*A* 逼近锋面云带 *EGF* 时，锋面云带变宽，最宽处 *G*(地面最大降压中心所在处)的中、高云变厚，范围变广。云区北界向冷空气一侧凸起，表示原锋面上出现冷暖锋结构。云带向冷空气一侧凸起部分即是地面气旋生成的区域。地面气旋中心一般定在锋面云带的曲率从凹变成凸的部位，如图 3-17(b)所示。在初生阶段，气旋区的云系没有涡旋状结构。



图 3-17 卫星云图上锋面气旋云系的演变

发展阶段的气旋锋面云带(图 3-17(c))的凸起部分更加明显，在靠近移动方向的一侧有一条条卷云线，向外呈辐射状，这表明对流层上部气流有辐散，高空的辐散有利于地面降压，是锋面气旋发展的标志。同时，气旋中、高云区的后部边界表现有凹向低压中心的曲率，这是即将出现干舌的前兆。

在锢囚阶段，云系出现螺旋状(图 3-17(d))，在锋面云带后面出现干舌，并逐渐旋向气旋中心。当干舌已经伸到气旋中心时，水汽供应切断，表示气旋不再发展，并开始向消亡阶段过渡。

当进入消亡阶段时，原涡旋云带断裂(图 3-17(e))，断裂处无云。涡旋云带里不再是高云

而是积状或层状的中云或低云。随着气旋的进一步消亡，锋面云带已同涡旋中心分开了，涡旋中心附近一般是无云的，或仅有一些由于下垫面加热形成的对流性云。

5. 锋面气旋的天气特征

锋面气旋天气，可以看成是以气旋的空气运动特征为背景的气团天气与锋面天气的综合。锋面气旋的中部和前部在对流层中、下层主要以辐合上升气流占优势，但上升气流的强度和锋面结构各有差异。同时，由于季节和地面特征的不同，组成气旋的各个气团的属性也有所区别。因此锋面气旋的天气特征不仅是复杂的，而且随着生命史的不同阶段、季节和地区的不同而有差异。

锋面气旋在初生阶段强度一般较弱，坏天气区域不广。暖锋前会形成雨层云，伴有连续性降水及较坏的能见度，云层最厚的地方在气旋中心附近。当大气层结构不稳定时，如夏季，暖锋上也可出现雷阵雨天气。在冷锋后，大多数是第二型冷锋天气。在气旋的暖区，如果是热带海洋气团，水汽充沛，则易出现层云、层积云，有时可出现雾和毛毛雨等天气现象。如果是热带大陆气团，则由于空气干燥，无降水，最多只有一些薄的云层。

当锋面气旋处于发展阶段时，气旋区域内的风速普遍增大，气旋前部具有暖锋云系及其伴随的天气特征。云系向前伸展很远，尤其靠近气旋中心部分，云区最宽，离中心越远，云区越窄。气旋后部的云系和降水特征是属于第一型冷锋，还是第二型冷锋，则要视高空槽与地面锋线的配置情况及锋后风速分布情况而定。若高空槽在地面锋线的后面，地面上垂直于锋的风速小，则属于第一型冷锋；若地面锋位于高空槽线附近或后部，则属于第二型冷锋。

当锋面气旋发展到锢囚阶段时，气旋区内地面风速较大，辐合上升气流加强，当条件充足时，云和降水天气加剧，云系比较对称地分布在锢囚锋的两侧。

当锋面气旋进入消亡阶段，云和降水也就开始减弱，云底抬高。以后，随着气旋消亡，云和降水区也就逐渐减弱消失了。

锋面天气不仅决定于气旋温压场结构，还与空气的稳定度、水汽条件、高空环流形势以及气旋发展阶段等因素有关，而且随地区、季节而有差异。从大量的个例中略去比较次要的差别，归纳出基本相同点，便可概括出一个发展成熟的锋面气旋的天气模式（如见图 3-18 所示）。

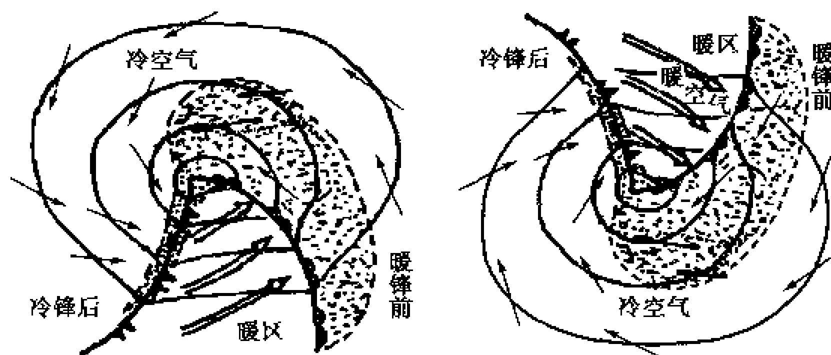


图 3-18 南、北半球锋面气旋天气模式

气旋前部（暖锋前）：在气旋前部的天气主要为宽阔的暖锋云系及相伴随的连续性降水天气。云系向前伸展很远，最前面的是卷云（Ci），依次为卷层云（Cs）、高层云（As）、雨层云（Ns）。降水位于地面暖锋前约 200 ~ 400 km 范围内，靠近气旋中心部分最宽，一般为连续性降水。若气层不稳定时，还会出现积雨云、阵性大风和雷阵雨。随着地面锋线的接近，气温升

高,气压明显降低。北半球暖锋前多吹 E ~ SE 风(南半球吹 E ~ NE 风),风力一般为 4 ~ 6 级。此外,在锋前约 50 ~ 100 n mile 范围内常有锋面雾。

暖区(暖锋后,冷锋前):气旋中部是暖气团天气,气温高,气压基本停止下降。北半球风向多为 S ~ SW 风(南半球吹 N ~ NW 风),陆地上风力一般为 2 ~ 4 级,海上风力可达 7 ~ 8 级。天气特征主要取决于暖气团的性质。如果暖气团比较潮湿,靠近中心的地方会有层云(St)、层积云(Sc),有时可出现大片平流雾和毛毛雨,离中心较远的地方通常是少云。如果暖气团比较干燥,至多有一层薄云而没有降水出现。

气旋后部(冷锋后):冷锋过后,气温急速下降,气压迅速回升。北半球风向多转为 N ~ NW 风(南半球吹 S ~ SW 风),风力一般为 6 ~ 9 级,最大可达 11 ~ 12 级。气旋后是比较狭窄的冷锋云系和降水天气。如果是第一型冷锋,一般以层状云为主,依次为雨层云(Ns)、高层云(As)、卷层云(Cs)、卷云(Ci),产生连续性降水和锋面雾。如果是第二型冷锋,则伴有积状云(Cu、Cb)、阵性大风和雷阵雨。

6. 船舶通过锋面气旋伴随的天气

根据发展成熟的锋面气旋天气模式图(如图 3-19),如果船舶沿 *AB* 线从锋面气旋中心以南(低纬度一侧)通过时,会先后遇到上述暖锋前、暖区和冷锋后三个不同部位的天气。

如果船舶沿 *CD* 线从锋面气旋中心以北(高纬度一侧)通过时,则遇到的是锋面附近冷气团里的天气。靠近气旋中心时,有很厚的云层和较强的降水,云系依次为卷云(Ci)、卷层云(Cs)、高层云(As)、雨层云(Ns)。在北半球观测到风向随时间逆时针方向变化:SE→E→NE→N→NW;在南半球风向随时间顺时针方向变化:NE→E→SE→S→SW。

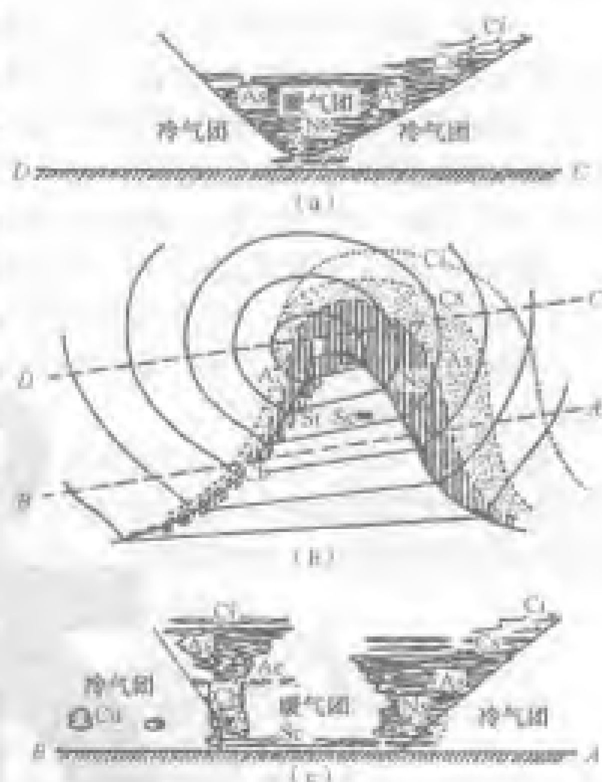


图 3-19 船舶通过锋面气旋的天气

因此,船舶可以根据观测风和云系的变化,判断船舶从锋面气旋的哪一侧通过。

(1)当测到风向随时间作顺时针变化,北半球船舶通过气旋中心低纬一侧(南半球高纬一侧);

(2)当出现云系依次为:Ci – Cs – As – Ns – As 时,船舶通过气旋中心高纬一侧。

(3)当测到风向随时间作逆时针变化,北半球船舶通过气旋中心高纬一侧(南半球低纬一侧)。

(4)当出现云系依次为:Ci – Cs – As – Ns – St – Cb 时,船舶通过气旋中心低纬一侧。

7. 锋面气旋中的波浪分布

对西北太平洋上冬季锋面气旋的研究资料表明,气旋中的大风和波浪分布不对称,气旋南侧的强风、大浪大于北侧,最大的强风中心和大浪中心出现在气旋中心西南偏南方向上。

图 3-20 给出锋面气旋中风、浪不对称分布的特征。图中同心圆表示与低压中心的距离分

别为 60、300 和 600 n mile,低压中心南侧的强风、大浪比北侧显著,而且不对称性在冬季表现特别强;在锋面气旋中心西南侧相当远处仍有强风和大浪,特别是波高 7 m 的大浪中心区域出现在低压中心 SSW300 ~ 600 n mile 处。因此,船舶航行应尽量避开这一区域。

8. 锋面气旋的移向和移速

(1)移向:锋面气旋形成后,其移动方向主要受西风带基本气流引导,总趋势都是自西向东移动。如东亚气旋移动路径主要有三种情况:一是自西向东,二是自西南向东北,三是先自西北向东南,然后再折向东北。东亚气旋若在移动中不消失,最终都将进入阿留申群岛附近海域锢囚消失。

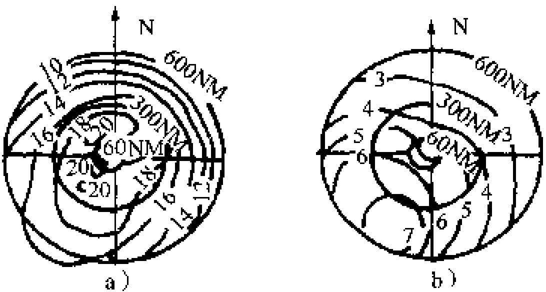


图 3-20 锋面气旋的风、浪分布

(2)移速:气旋平均移速为 30 ~ 40 km/h,慢的只有 15 km/h,快的可达 100 km/h。通常气旋在初生和发展阶段移动快,锢囚和消亡阶段移动慢;气旋强度减弱时移动快,加强时移动慢;春季移动最快,夏季最慢。锋面呈南北向时的气旋移动快,锋面呈东西向时的气旋移动慢。

三、东亚气旋

1. 东亚气旋的生成源地

东亚及北太平洋锋面气旋的生成区大体分为三个:蒙古气旋生成区、江淮气旋生成区和沿海气旋生成区。在蒙古气旋生成区(包括蒙古中部、东部和我国东北、河套地区生成的气旋),一年四季均有气旋生成,但春、夏季频率较高。冬季气旋东移入海的过程中,又会重新发展和加强。江淮气旋四季皆可形成,但以春季和夏季较多,东移入海后改称东海气旋。沿海气旋生成区较为宽阔,在 30°N ~ 55°N,120°E ~ 160°E 区域中有一条西南—东北走向的带状海域是高发区,其中包括东海北部、日本南部海域、黄渤海、日本海和千岛群岛附近洋面生成的气旋,冬、春偏多,约占全年 70%。这一地区处在全球冬季最强的高空平均槽前及附近,也是黑潮和亲潮交汇的海水温度梯度最大的海域,气象条件和海洋状况均有利于气旋的发生发展,也是爆发性气旋活动的高频区。

2. 东亚气旋强度的季节变化

气旋的强度一般用中心最低气压值来表示。在气旋生命史中,将中心气压值≤980 hPa 定为强气旋,981 ~ 1 000 hPa 定为中等气旋,>1 000 hPa 定为弱气旋。表 3-1 给出了东亚气旋强度随季节变化的统计结果。强气旋多与强冷空气活动的冷高压相伴而生,冬季气旋东移入海后,在沿海气旋生成区得到进一步发展和加深,或在沿海气旋生成区形成并迅速加强,所以强气旋主要集中在海面上。夏季气旋在移动过程中强度变化很小,有些几乎不变,大部分在入海前就减弱消失。

表 3-1 1987 ~ 1996 年东亚气旋强度随季节的分布

强度 季节	强气旋		中等气旋		弱气旋		合计
	个数	百分比(%)	个数	百分比(%)	个数	百分比(%)	
冬季	103	38.4	113	42.2	52	19.4	268
春季	56	13.7	270	65.8	84	20.5	410
夏季	8	2.3	291	82.9	52	14.8	351
秋季	59	18.9	170	54.5	83	26.6	312

3. 东亚气旋的发展和移动

锋面气旋生成的地理分布很广（尤其是沿海气旋生成区），移动路径随纬度有明显的季节性变化，其特征如下：

冬季，产生于蒙古中部和东部的气旋主要是东移，移到东北地区和新生的东北低压统称东北气旋，入海后向东北方向加深发展，移到阿留申群岛附近洋面达到最强，然后减弱东移到阿拉斯加湾或北美大陆消亡。沿海生成的黄、渤海气旋和日本海气旋东移加深发展，取东北路径的一支与千岛群岛附近洋面生成的气旋合并加深，移到阿留申群岛达到最强；另一支先东移发展，然后转向东北。江淮气旋与东海气旋形成后先东移发展，后转东北方向移向阿留申群岛。另外，偶有锋面气旋在阿拉斯加湾又重新加深发展，然后移向北美大陆减弱消失。

春季，蒙古气旋和东北气旋主要是东移，只有一部分在东移过程中加深发展。入海的黄河气旋和黄、渤海气旋先向东移动，然后向东北方向移动并加深，但强度明显比冬季弱。江淮气旋和东海气旋及日本气旋主要向东北方向移动并发展，大部分在170°E以西的洋面上达到最强。

夏季，蒙古气旋一支向东北方向移动，另一支和东北气旋缓慢东移，一般入海前达到最强。河套、江淮气旋和沿海生成的气旋缓慢向东北方向移动，在150°E以西达到最强。

秋季，蒙古气旋和中国东北气旋的一支向东北方向移动，另一支东移入海。两支均在大陆至千岛群岛一带的洋面上加深发展，达到最强。日本海和千岛群岛附近洋面生成的气旋向东北方向移动并发展，部分气旋移到阿拉斯加湾或北美沿岸达到最强。

四、太平洋中部和东部的气旋

在太平洋中部和东部生成的气旋，一般向东北方向移动，最终移至北美的东岸和阿拉斯加湾，平均移速35～40 km/h，最大频率出现在10～12月。

冬季北美太平洋沿岸的气旋发展最强烈，活动最频繁。夏季中心强度减弱，活动明显减少，范围向北收缩。

五、北大西洋气旋

影响北大西洋的温带气旋主要来自北美大陆和美国的东部沿岸，冬季主要有三条路径：

（1）气旋在45°N～50°N之间自西向东沿着与纬圈平行的路径移动，进入大西洋后向东北方向移动。

（2）在美国中部向南移动，然后向东北朝着圣劳伦斯湾移去。

（3）在美国的东部沿岸和墨西哥湾生成后，向东北方向朝着纽芬兰移去。

总之，上述三条路径移动的温带气旋，绝大部分在冰岛附近洋面发展成锢囚气旋，然后减弱消失。

气旋季节变化表现为：冬、春季发生频率高，强度大；夏季明显减少，路径偏北。

六、爆发性气旋

在北太平洋和北大西洋中高纬度海域航行船舶常会遇到迅速发展加深的温带气旋，当气旋发展速度达到$(\Delta p \times \sin 60°)/(24\ \text{h} \times \sin\varphi) \geqslant 1$（$\varphi$：气旋中心所在纬度；$\Delta p$：气旋中心气压24 h降压幅度，单位为hPa）时，称为爆发性气旋俗称“气象炸弹”。为了方便船舶应用，多采用的定义法为：气旋中心不论在哪一纬度上，其中心气压的加深率只要24 h达到24 hPa或12 h达到12 hPa，就定义为爆发性气旋。这种气旋是冬半年中高纬度洋面强烈发展的温带气旋，平均风速都在20 m/s以上，有的达到40～60 m/s。气旋爆发前的中心气压一般比较高，船舶驾

驶人员往往认为是弱气旋被忽视，而经 12 h 或 24 h 强烈爆发后，伴随的狂风恶浪使远洋船舶猝不及防。

表 3-2 给出了西北太平洋海域 1987 ~ 1996 年各月爆发性气旋发生频数。10 年中共发生 157 个爆发性气旋，主要出现在 11 月至次年 4 月，约占全年总数的 90%，其中冬季（12 月至次年 2 月）频率最高，夏季十分罕见。中心气压骤降，风力猛增，大风区范围迅速扩大是爆发性气旋的主要天气特征。虽然爆发性气旋只占气旋总数的 15% ~ 20%，但由于强度大，发展快，范围广，难预报，常给海上航行的船舶带来严重威胁，往往造成海难事故

表 3-2　1987 ~ 1996 年各月爆发性气旋发生频数

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	总数
频数	28	26	26	11	3	2	0	0	3	9	22	27	157

统计发现，北太平洋爆发性气旋主要发生在 135°E 以东，160°W 以西，35°N 以北的洋面上。东亚大陆及邻近海域很少有气旋作爆发性发展，而在其东侧的西北太平洋海面（35° ~ 55°N，140° ~ 170°E）是爆发性气旋的高发海域，约占 82%。该区域是著名的黑潮暖流和亲潮冷流交汇的地方，海温梯度特别大，大气斜压性明显，锋面抬升作用强烈，这些因素为气旋的爆发性发展提供了有利的背景条件。爆发性气旋生成后向东北和东北偏东方向移动，抵达白令海南部及其以南洋面上时发展成熟，最后消亡在阿拉斯加湾一带。

表 3-3 给出了气旋作爆发性发展前后中心气压的变化分布，气旋爆发前的中心气压一般在 1 010 ~ 980 hPa，平均为 998 hPa，经过 24 h 爆发性发展气旋中心气压降到 990 ~ 960 hPa，平均为 974 hPa。

表 3-3　气旋作爆发性发展前后中心气压变化分布（单位：hPa）

爆发前	气压	>1 010	1 010 ~ 1 001	1 000 ~ 991	990 ~ 981	<980
	个数	10	50	73	21	3
爆发后	气压	>990	990 ~ 981	980 ~ 971	970 ~ 961	<960
	个数	8	42	64	34	9

近些年来，对北太平洋上气旋爆发性发展研究表明，冬季东亚大陆的寒潮爆发所伴随的大尺度环流调整给西太平洋地区爆发性气旋发生发展提供了必要的环境条件。大陆冷高压越强，维持时间越长，西太平洋爆发性气旋的强度也越强，甚至可能还有连续几天的爆发性发展。在卫星云图上，它的生命史中各阶段的云型演变并没有固定特征，只是在初生阶段至发展阶段云型变化更剧烈一些，并且锢囚阶段云型更典型。

对北太平洋气旋爆发性发展的地面平均气压场形势分析表明：千岛群岛以南为一个较强的气旋区，低压带向东伸至阿拉斯加湾南部洋面上。此低压带处在东、北、西三个方向的高压包围之中，其中尤其是中西伯利亚地区为一个强大冷高压，并分裂出一个较强冷高压位于我国黄海和东海。在这种形势下，气旋和冷高压之间的气压梯度很大，较强冷空气源源不断地从极地涌向气旋后部，激发气旋强烈发展。因此，在冬半年（11 月至次年 3 月）西北太平洋和北大西洋上航行的船舶，应实时接受气象传真图，密切关注爆发性气旋动向，做好应对决策。

七、影响我国海域的气旋

温带气旋是影响我国沿海区域的主要天气系统之一。在它的影响下，常常造成沿海地区

的暴雨和大风等灾害性天气。我国通常按气旋生成和影响的地区将其分为蒙古气旋、东北气旋、黄河气旋、江淮气旋、东海气旋和日本海低压。

1. 蒙古气旋

蒙古气旋是发生或发展在蒙古中部和东部高原一带(40°N～50°N,100°E～115°E)的气旋,这个地区的西部、西北部多高山,蒙古中部和东部处于背风坡,有利于气旋的生成和发展。春秋季,冷暖空气活动频繁,气旋出现次数最多,冬季次之;夏季,锋区北移,暖空气活动占优势,故气旋显著减少。

蒙古气旋的主要移动路径有三条,一条以向东略偏南经过锡林格勒盟西部,沿东北平原、松花江下游移动最为常见;另两条是向东经呼伦贝尔盟移去和向东南经华北、渤海,绕长白山经朝鲜移去。天气特征多以大风为主。发展强盛的蒙古气旋,在气旋的任何部位,都可出现大风。降水一般不大,甚至没有,这是因为气旋内暖空气多来自青藏高原的东北部和河西走廊一带,水汽含量少,常常除了中心北部出现一些降水外,其他地区多半只有高云。值得注意的是,蒙古气旋的活动,总是伴有冷空气的侵袭,所以大风、沙尘和霜冻等天气现象随之而来。

2. 东北气旋

东北气旋是生成于蒙古、河套、华北以及渤海等地并都经过东北地区的气旋,又称东北低压。东北气旋与蒙古气旋相似,多是从其他地区移来的,是我国气旋中发展最强的一类,它一年四季都可出现,以春秋两季最为频繁。东北气旋常引起大范围的大风、风沙、雷暴及强烈降水等灾害性天气,冬季能引导气旋后部的冷空气南下,造成寒潮天气。

3. 黄河气旋

黄河气旋是生成于河套及黄河下游地区的锋面气旋,主要影响黄河下游、辽东半岛、渤海和黄海。黄河气旋全年均可出现,但以5～8月为最多,占全年总数的80%。夏季,在冷暖空气交汇处,多造成大风,水汽充沛时有大雨和暴雨。黄河气旋的主要移动路径有三条:(1)气旋东移入海,不大发展;(2)向东北方向沿山东半岛入海,也不大发展;(2)自东北偏北方向经渤海进入东北地区,气旋往往得到发展。

4. 江淮气旋

江淮气旋是生成于长江中下游、淮河流域和湘赣地区的锋面气旋。全年均可出现,而以春季和夏初为最多,盛夏最少。江淮气旋有的向东经过黄海、朝鲜半岛进入日本海;有的从长江口附近入海进入日本南部。这种气旋因水汽充足,其中心附近常产生暴雨、雷雨等天气,暴雨区一般出现在气旋中心附近或偏于暖区的地方。春季在气旋的东部常有平流雾出现,江淮气旋如果发展加深,在其三个部位都有大风,暖锋前有偏东大风,暖区有偏南大风,冷锋后有偏北大风。

5. 东海气旋

东海气旋是生成于东海海域的锋面气旋,有的是江淮气旋东移入海后改称东海气旋。形成时中心气压不低,边向东北方向移动边发展,到达日本南部洋面迅速加深,有时作爆发性发展,并伴有10级以上大风,天气变化剧烈。移到千岛群岛以东洋面气压降到970～940 hPa,最终在阿留申群岛一带海域锢囚消失。东海气旋春季和初夏最多,冬季次之,盛夏和秋季最少。这种气旋水汽充沛,多阴雨天气。一般经日本南部洋面或日本海向阿留申群岛移去。在气旋的后部常常出现偏北大风,有时可达7～8级,大风产生较突然。该气旋常造成我国东部沿海及台湾地区、朝鲜半岛和日本地区的强风和降水天气。

6. 日本海低压

日本海低压是产生于黄海、东海的低压移至日本海后迅速加深发展的气旋。引起日本地区吹强劲的西南风,海况恶劣。春季较多。

八、其他低压或气旋

1. 双低压

当发生于黄海的低压进入日本海并迅速发展时,同时发生于东海的低压朝日本南部沿岸移动,形成双低压的形势。两个低压逐渐接近,在北海道以东迅速加深,常常达到台风的强度。

2. 热低压

热低压是浅薄而移动缓慢的暖性低压系统,是近地层的无锋面气旋。通常出现在夏季内陆地区,由于近地层空气受热不均匀而形成。大陆热低压具有明显的日变化,一般夜间和早晨弱,白天强,午后达最强。

3. 气旋族

在温带,有时一条锋上产生2个或2个以上形成家族式气旋,并沿锋线顺次移动。当最前面的一个已经锢囚时,其后跟着的是一个正在发展的气旋,再后面跟着一个初生气旋,这种在同一条锋上出现的气旋序列,称为气旋族。气旋族中每一个锋面气旋都同高空长波槽前的一个短波槽相对应。每个气旋族中的气旋个数多少不等,多者可达5个,少者只有2个。据统计,大西洋上平均每一个气旋族有4个气旋,太平洋上和我国沿海是2~3个。一个气旋族经过某一区域的时间平均为5~6天,个别可达10天以上。

思考题

1. 简述气旋的概念及其三维流场特征。

2. 在锋面气旋演变的不同阶段温压场有何特征?

3. 简述锋面气旋的主要天气模式。

4. 分别说明船舶从气旋中心南北两侧穿越时云系和风向的变化。

5. 绘制南、北半球洋面上典型的锋面气旋示意图,用箭头表明气流方向,并用文字叙述风向风速及波浪的分布状况。

6. 何谓爆发性气旋?简述爆发性气旋发生的地域和月季分布特征。

第三节　冷高压

一、反气旋概述

1. 反气旋的概念

在北半球,沿顺时针方向旋转的大型空气涡旋称为反气旋(anticyclone),在南半球则相反,逆时针方向旋转的大型空气涡旋称为反气旋。由闭合等压线围成的,中心气压比四周高的系统称为高压。由风场与气压场之间的关系可知,反气旋与高压都是对同一天气系统的描述,只是反气旋是从流场的角度来定义,而高压是从气压场的角度来定义,除赤道低纬度地区以外,两个名称可以互相换用。

在低层大气中,特别是在近地面附近,风向与等压线斜交,在北半球反气旋气流是一个按顺时针方向旋转向四周辐散的系统;在南半球是按逆时针方向旋转向四周辐散的系统。由于

气流从反气旋中心向外辐散，必然产生下沉运动，对应高空出现低压辐合下沉气流，伴随晴朗、微风或少云天气，如图3-21所示。

2. 反气旋的强度和范围

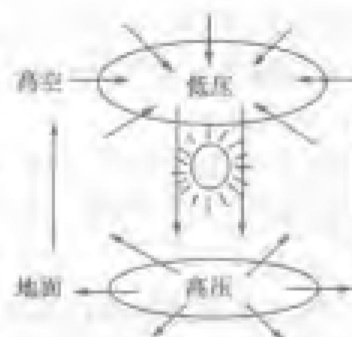


图3-21　反气旋上下层气流示意图

通常反气旋的强度（intensity）以反气旋中心气压值来表示。中心气压值越高，表示反气旋越强，中心气压值越低，表示反气旋越弱。一般地面反气旋中心气压值在1 020～1 040 hPa，目前最高记录是1 083.3 hPa。

反气旋的水平范围（horizontal coverage）以地面图上最外围闭合等压线围成的近似圆形区域的直径表示。反气旋的水平尺度比气旋大，一般为1 500～2 000 km，发展强盛时可达数千千米。

当反气旋中心气压值随时间升高时，称反气旋加强或发展；反之，当反气旋中心气压值随时间降低时，则称反气旋减弱。

3. 反气旋的分类

根据反气旋形成和活动的地理区域，将反气旋分为极地反气旋（polar anticyclone），温带反气旋（extratropical anticyclone）和副热带反气旋（subtropical anticyclone）。根据反气旋的热力结构，将反气旋分为冷性反气旋和暖性反气旋。活动于中、高纬度对流层中下层的温带反气旋属于冷性反气旋，习惯上称为冷高压。副热带高压属于暖性反气旋。此外，高空阻塞高压也是典型的暖性反气旋。

4. 反气旋的一般天气特征

反气旋的天气由于所处的发展阶段、气团性质和所在地理环境的不同而具有不同的天气特点。同时对某一个反气旋而言，随着反气旋结构变化、气团变性，天气情况也在变化。

反气旋的中、下层，因有显著的辐散下沉运动，一般伴随晴朗天气。同时反气旋是由单一气团组成，而且近地面层有明显的辐散，所以反气旋内天气分布比较均匀。由于在反气旋区域内，近地面没有锋存在，所以气团特性和反气旋天气具有紧密关系。但在其不同部位天气也有所不同。通常在反气旋的中心附近，下沉气流强，主要出现晴朗、微风天气。在反气旋的四周边缘，气压梯度较大，风力增强，伴有云雾。在北半球，强大的反气旋东部出现偏北大风，南部出现偏东大风，西部出现偏南大风，北部出现偏西大风。在南半球，强反气旋东部出现偏南大风，南部出现偏西大风，西部出现偏北大风，北部出现偏东大风。

二、冷高压

冷高压（cold high）形成于寒冷的中、高纬度地区，如北半球的格陵兰、加拿大、北极、西伯利亚和蒙古等地，一年四季均有活动，冬季最频繁。冷高压其势力强大，影响范围广阔，往往给活动地区造成降温、大风和降水天气，是影响中、高纬广大地区冬季最重要的天气系统之一。冷高压出现在对流层低层，由冷空气组成，随高度上升强度减弱，平均厚度不到5 km，因而属于冷性浅薄天气系统。冷高压的范围一般比锋面气旋大得多，最大的冷高压可与最大的大陆或海洋相比。

亚洲大陆面积广大，北部地区冬半年气温很低，南部又有青藏高原和东西走向的高大山脉阻挡冷空气南下，因而成为北半球冷高压活动最为频繁、发展最为强大的地区。冷高压在其发展、增强时期常常静止少动，但当高空形势改变时，会受高空气流引导而移动。当其南移时，就

造成一次冷空气袭击，如果冷空气十分强大，如同寒冷潮流滚滚而来，给流经地区造成剧烈降温、霜冻、大风等等灾害性天气，这种大范围的强烈冷空气活动，称为寒潮。

1. 冷高压天气特征

根据冷高压控制地区的不同天气特征，通常可将冷高压分为前部、中部和后部三个天气区。

（1）冷高压前部（东部）

冷高压侵入时，它所造成的恶劣天气主要出现在冷高压前缘的冷锋附近及锋后。在这里等压线较密集，水平气压梯度大，冷平流较强。主要天气特征是气温明显下降，北半球吹偏北风（南半球吹偏南风），并常伴有雨雪。降温幅度和风力大小则由冷空气强度、路径及季节的不同而有差异。冬半年，寒潮或强冷空气带来的天气最为剧烈。在中高纬度海上航行时，在冷高压前部除可能遭遇强风大浪外，由于气温剧降，还容易引起船体积冰等危害。

（2）冷高压内部（中部）

进入冷高压中心区域，等压线变稀疏，风速明显减小。由于气团干冷，盛行下沉气流，天气以晴朗、低温、微风、少云天气为主。在内陆、港口附近和沿海容易出现辐射雾、烟、霾等天气现象。冬季可能有层云、层积云出现，夏季可能有淡积云出现。高压中部天气一般可以维持2～3天，以后随着气团的变性增暖，气温略有回升。

（3）冷高压后部（西部）

冷高压后部，北半球伴随偏南气流（南半球伴随偏北气流），气温回升，湿度增大，出现近似暖气团的天气。春季，当亚洲冷高压中心入海后，我国沿海地区处在变性冷高压后部，常出现平流雾、毛毛雨或层云。

冬季一次强冷高压活动过程，平均为7天左右，我国东南沿海民间对此就有所谓"三寒四暖"的说法。

规模较小的位于两个气旋之间的反气旋天气是：前部具有冷锋后部的天气特征，后部具有暖锋后部的天气特征。

规模特大而强的冷性反气旋（即所谓寒潮高压），从西伯利亚和蒙古侵入我国时，携带大量的强冷空气，使所经之地，气温骤降，风速猛增，一般可达10～20 m/s，有时甚至可达11～12级或更大。

2. 冷高压的移动

冷高压的移动受高空气流引导，因此，在北半球总体上都是自西向东或自西北向东南方向移动，南半球自西向东或自西南向东北方向移动。实际上冷高压的移动情况比较多样化。它可以是整个高压一起移动，也可能是高压中心基本不动，只是向某个方向或两个方向上伸出高压脊。伸出的高压脊也可以发展成一个脱离母体的单独的高压中心。冷高压在东移和南下过程中，由于变性会使高压中心产生分裂。它们在我国消失的不多，多数经我国东移入海，逐渐变性成为暖性高压，最后并入副热带高压中或在海上减弱消失。

三、影响我国的冷空气

1. 冷空气活动概况

冷空气是导致天气变化的重要角色。我国大部分地区一年四季都有冷空气活动，其强度和影响范围随季节而异。冬半年我国常处在东亚大槽后部，冷空气活动对我国天气的影响十分显著。即使在夏季，冷空气活动也是引起大风、降水、冰雹等恶劣天气的重要原因。因此作

天气预报时必须密切注意上游地区冷空气的活动情况。

据统计，我国全年平均每4天左右就有一次冷空气活动。无论冬夏，冷高压都以贝加尔湖西南方出现最多。从贝加尔湖到我国河套地区，是东亚冷高压经常活动的地方。冬季冷高压强烈发展，可到达华东沿海。夏季则偏北，出现在40°N以北地区，强度较弱。

除冬季经常由于强冷空气活动造成恶劣天气外，在春、秋季节，冷空气仍可带来大风、降温、降水和沙尘等天气。下半年，特别是夏季，除西北地区外，冷空气活动一般较弱。但是由于暖湿空气活跃，只要有冷空气南下，就会造成大范围降水，并往往伴有雷暴、雷雨大风或冰雹天气。

2. 冷空气的源地和路径

冷空气源地是指冷空气开始形成和聚集的地区。据统计，影响我国的冷空气的源地：第一个是在新地岛以西的洋面上，冷空气经巴伦支海、俄罗斯、欧洲进入我国。它出现的次数最多，达到寒潮强度的也最多；第二个是在新地岛以东的洋面上，冷空气大多数经喀拉海、太梅尔半岛、俄罗斯进入我国。它出现的次数虽少，但是气温低，可达到寒潮强度；第三个是在冰岛以南的洋面上，冷空气经俄罗斯、欧洲南部或地中海、黑海、里海进入我国。它出现的次数较多，但是温度不很低，一般达不到寒潮强度，但如果与其他源地的冷空气汇合后也可达到寒潮强度。此外，冬季西伯利亚和蒙古也是冷空气孕育形成的有利地区。

冷空气的路径，主要是指冷空气主体的移动路线。中央气象台统计了影响我国的较强冷空气路径。结果表明，冷空气在侵入我国以前，95%都要经过“关键区”(70°E～90°E，43°N～65°N)，如图3-22所示。冷空气从关键地区入侵华北、东北地区，一般需3天左右，侵入长江以南，需4天左右。

冷空气从关键区入侵我国有四条路径。(1)西北路(中路)：冷空气从关键区经蒙古到达我国河套附近南下，直达长江中下游及江南地区。循这条路径下来的冷空气，在长江以北地区所产生的寒潮天气以偏北大风和降温为主，到江南以后，主要伴有降温和雨雪天气。(2)东路：冷空气从关键区经蒙古到我国华北北部，在冷空气主力继续东移的同时，低空的冷空气折向西南，经渤海侵入华北，再从黄河下游向南可达两湖盆地。循这条路径下来的冷空气，常使渤海、黄海、黄河下游及长江下游出现东北大风，华北、华东出现低温和连阴雨雪天气。(3)西路：冷空气从关键区经新疆、青海、青藏高原东南侧南下，对我国西北、西南及江南各地区影响较大，但降温幅度不大。(4)东路加西路：东路冷空气从河套下游南下，西路冷空气从青海东南南下，两股冷空气常在黄土高原东侧的黄河与长江之间汇合，造成大范围的雨雪天气，出现大风和明显降温。

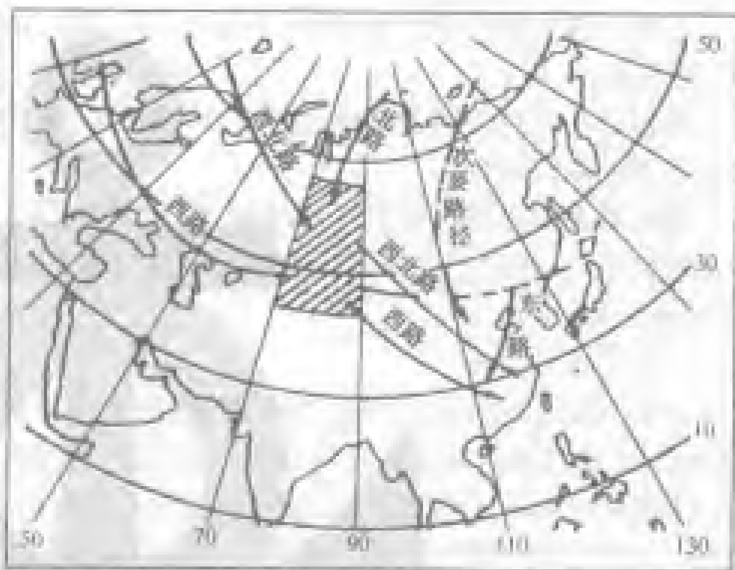


图3-22 入侵我国的冷空气源地、路径及关键区

四、寒潮(cold wave)

1. 寒潮的概念

寒潮是指大规模强冷空气(在气压场上为强冷高压)大举南下时造成的剧烈降温和大风天气过程。由于这种冷空气来势凶猛,如汹涌澎湃的潮水一样,所以我国气象工作者把它叫做寒潮,或寒潮爆发,在国际上也有称"寒流"或"冷波"。我国国家气象局曾规定,由于冷空气侵袭,使气温在24 h内下降10 ℃以上,最低气温降至5 ℃以下时,作为发布寒潮警报的标准。但从危害性来看,此标准略高,尤其在南方往往最低气温并未下降到5 ℃以下时,就会对农作物造成很大危害。同时,这个规定并未说明气温下降10 ℃的范围大小。因此,国家气象局又对上述标准作了新规定:长江中下游及其以北地区48 h内降温10 ℃以上,长江中下游最低气温小于等于4 ℃(春秋季为江淮地区最低气温小于等于4 ℃),陆上3个大行政区有5级以上大风,渤海、黄海、东海先后有7级以上大风,作为寒潮警报标准。如果上述地区48 h内降温达14 ℃以上,其余同上,则为强寒潮警报标准。未达到以上标准者,则称为强冷空气或一般冷空气活动。在寒潮或冷空气前锋经过的地区常出现剧烈降温,并伴有大风和降水(雨、雪)等天气现象。寒潮的形成是由于冬季冷空气在西伯利亚不断堆积加强,当成为强大的冷高压后,在高空低压大槽后部西北气流的引导下,冷空气便大举南侵,于是在我国南岭以北的广大地区形成寒潮或强降温天气过程。

2. 寒潮天气特征

寒潮冷锋过境前,多吹偏南风,风力一般较弱,天气相对较温暖,属于典型暖气团天气。冷锋一过境,便转为偏北风。若冷锋南下快,锋面坡度陡,锋前低压系统比较强时,主要气压梯度集中在冷锋的北侧,风向一旦转北,风速就立即增大。若寒潮冷锋南下慢,锋面坡度小,锋前低压系统比较弱时,主要气压梯度在较远的地区,则在风向转偏北后风力逐渐增大,最大风力常出现在冷锋过境后3 h左右,寒潮大风在海上一般为6~8级,最大可达12级,通常在黄、渤海和东海风向多为西北风和北风,台湾海峡及其附近洋面和南海多为东北风。大风持续时间一般为1~2天,有时在2天以上。海上可形成大到狂浪。

寒潮是大规模的强冷空气活动,因而寒潮侵袭时,引起流经地区剧烈降温、大风和降水天气现象。在不同季节、不同地区寒潮天气也有不同。冬半年,寒潮天气的突出表现是大风和降温。大风强度以我国西北、内蒙古地区为最强,在我国北方为西北风,中部为偏北风,南方为东北风。

降水主要产生在寒潮冷锋附近。在我国淮河以北,由于空气比较干燥,很少降水,有时偶有降雪。淮河以南,暖空气比较活跃,含有水分较多,降水机会增多,尤其当冷锋速度减慢或在长江以南准静止时,能产生大范围的时间较长的降水。春、秋季,寒潮天气除大风和降温外,北方常有扬沙、沙尘暴现象,降水机会也较冬季增多。

3. 寒潮活动规律

寒潮活动的年变化也很明显。3~4月是寒潮活动频数的最高峰,11月是次峰。这是因为春秋两季是过渡季节,西风带环流处于转换期内,调整和变动都很剧烈,特别是春天,低层比高层增暖大得多,有助于地面低压强烈发展,从而促使风力增强,温度变化也剧烈。隆冬季节,虽然冷空气供应充足,活动频繁,但是天气形势变化较小,因而南下的冷空气往往达不到寒潮的强度。

全国性寒潮一般于9月下旬开始活动,直到第二年5月才结束。每一次寒潮从爆发到结

束(移出我国),约需要3~4天,但也有一些寒潮,待冷锋过后,北方又有一股更冷的冷空气补充南下,气温持续下降,这样总的历时可达7~10天。

寒潮冷空气堆的垂直厚度可达7~8 km,向东南或南方爆发时,冷空气堆就以扇形向东南或南方扩展。

我国冬半年的全国性寒潮平均每年约有3~4次,还有约2次仅影响长江以北的北方寒潮或仅影响长江以南的南方寒潮。但各年之间差异很大,全国性寒潮多者达5次,少者一次也没有。

思考题

1. 何谓反气旋?简述反气旋的分类和强度表示方法。
2. 简述典型冷高压的天气模式。
3. 说明影响我国冷空气的源地和路径。
4. 简述寒潮天气过程。

第四节　副热带高压

一、副热带高压概述

在南、北半球副热带地区,经常维持着沿纬圈分布的稳定而深厚的暖性高压带,称副热带高压带(subtropical high),简称副高。在副热带地区,由于海陆分布的影响,副高不是沿纬圈连续均匀分布的,而是断裂成若干个具有闭合中心的高压单体,分布在海洋上。在北半球主要分布在北太平洋西部、北太平洋东部、北大西洋中部、北大西洋西部墨西哥湾和北非等地。南半球分布在南太平洋、南大西洋和南印度洋等。此外,夏季大陆高原上空出现的青藏高压和墨西哥高压,也属副热带高压。这些高压并不是同时都很明显,而是有强、有弱,有分有合。由于副高占据广大空间、稳定少动,是副热带地区最重要的大型天气系统。

副高是控制热带、副热带地区的大尺度的、永久性的大气活动中心。它的维持和活动对低纬度地区与中高纬度地区之间的水汽、热量、能量、动量的输送和平衡起着重要的作用,对低纬度环流和天气变化具有重大影响。如西北太平洋副高与西太平洋及东亚地区的天气有极其密切的关系,它直接影响我国东部地区及沿海的旱涝,对西太平洋热带气旋的移动路径具有决定性的影响。

二、副高结构

副高处于低纬环流和中纬环流的汇合带,是由于对流层中上层气流辐合、聚积形成。副高结构比较复杂,在不同高度以及不同季节、不同地区有所不同。副高多呈椭圆形,长轴大致同纬圈平行。从垂直剖面看,600~100 hPa层以质量辐合为主,尤以200 hPa附近质量辐合最突出。600 hPa层以下质量辐散占优势,整层空气质量辐合大于辐散,有净质量堆积。

在对流层的中、下层,副高的强度是随高度升高而增强的,高压的中心位置随高度向暖区偏移,因而高压中心与高温中心并不完全重合,高压脊线也不垂直。夏季,陆地增温显著,下层暖中心便移向高压脊线的陆地一侧(在北半球是北侧);冬季,陆地冷却明显,暖中心便移到高压脊线的南侧。在对流层中、上层(500 hPa以上),地表海陆热力差异的影响已大为减弱,高压中心与暖中心基本重合,高压脊线也大体垂直。副高的强度、范围和位置随季节而有变化。

夏季北半球副高的强度、范围迅速增大，盛夏增至最强，范围几乎占北半球的 1/5 ~ 1/4，位置偏北。冬季，北半球副高强度减弱，范围缩小，位置南移、东退。南半球副高的季节变化状况与北半球相反。

副高区内的水平温度梯度一般都比较小，而高压边缘由于同周围系统相交绥，温度梯度明显增大，尤其北部和西北部更大。这种温度梯度分布造成了副高脊线附近气压梯度小、水平风速小，而南北两侧气压梯度增大、水平风速增大的现象。

副高范围内盛行下沉气流，因而在低层普遍形成逆温层，尤其高压东部逆温层较厚、较低。逆温层阻挡着对流运动的发展和水分垂直输送，导致逆温层以下空气潮湿，相对湿度达 80% 以上；而逆温层以上空气干燥，相对湿度在 50% 以下。

三、副高天气

如图 3-23 所示，副高的不同部位，其结构特点不同，天气也不相同。在高压内部一般辐散气流占优势，为下沉气流区，特别是副高广大中心区域和脊线两侧盛行下沉气流，经常是万里

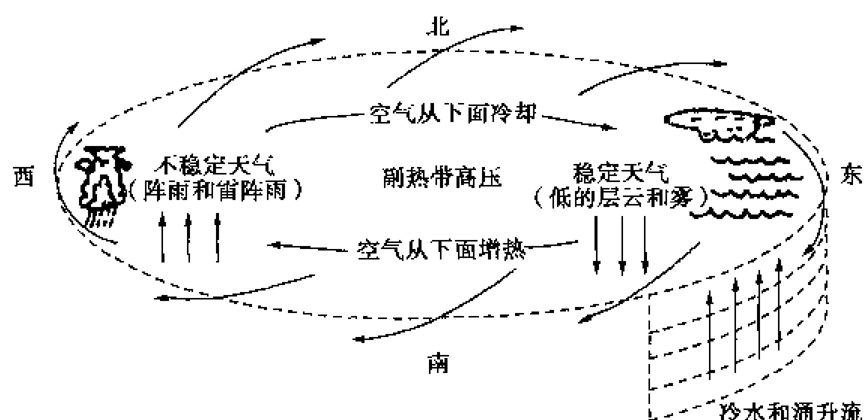


图 3-23　副热带高压天气分布特征

无云。由于水平气压梯度小，风力微弱，天气温暖（其西伸脊控制大陆时则十分炎热）。副高西部和东部的天气有很大差异。在副高东部为偏北（南半球偏南）冷气流，而且大洋东部存在着冷的涌升流，所以下层数百米高度内成为相对的冷空气层，大气层结稳定，大洋上有时会出现低的层云或雾。长期受其控制的一些陆地，因久旱无雨而变成沙漠。在副高的西部是偏南（南半球偏北）暖湿气流，而且位于暖流上空，大气层结不稳定，多雷阵雨和雷雨大风。在副高的高纬一侧，与盛行西风带交界，多锋面和气旋活动，上升运动强，多阴雨和风暴天气；副高的低纬一侧是信风气流，通常风向稳定，风力不大，低层潮湿、闷热，天气晴好。但当有热带气旋、东风波等热带天气系统活动时，也可能产生大范围暴雨和中小尺度雷阵雨及大风天气。

四、西太平洋副热带高压

1. 特征指数

为了掌握西太平洋副高的活动规律，认识和分析西太平洋副高与西太平洋及东亚地区天气的密切关系，制定一系列描述西太平洋副高的特征指数。

强度指数：以副高中心最高气压值表示。

位置指数：以 500 hPa 图上副高脊线的位置和走向表示副高的位置和走向，脊线的南北移动表示副高的北进和南退。脊线的确定以 500 hPa 图上高空东西风速的零线为准。

范围指数：以 500 hPa 图上 588 位势什米线包含的区域表示。

西伸脊点指数：以500 hPa图上588位势什米线最西端所在的经度来表示西伸脊点位置。

2. 活动规律

太平洋副高多呈东西扁长形状，中心有时只有1个，有时有数个。夏季一般分裂为东、西两个大单体，位于西太平洋的称西太平洋副高，位于东太平洋的称东太平洋副高。西太平洋副高除在盛夏时偶呈南北狭长形状外，一般呈东西向的椭圆形。

西太平洋副高的季节性活动具有明显的规律性。冬季位置最南，夏季最北，从冬到夏向北偏西移动，范围扩大，强度增强；自夏至冬则向南偏东移动，范围缩小，强度减弱。图3-24给出了500 hPa等压面上西太平洋副高脊月平均位置。冬季副高脊线位于15°N附近。随着季节转暖，脊线缓慢地向北移动。大约到6月中旬，脊线出现第一次北跳过程，越过20°N，在20°～25°N间徘徊。7月中旬出现第二次跳跃，脊线迅速跳过25°N，以后摆动于25～30°N之间，约

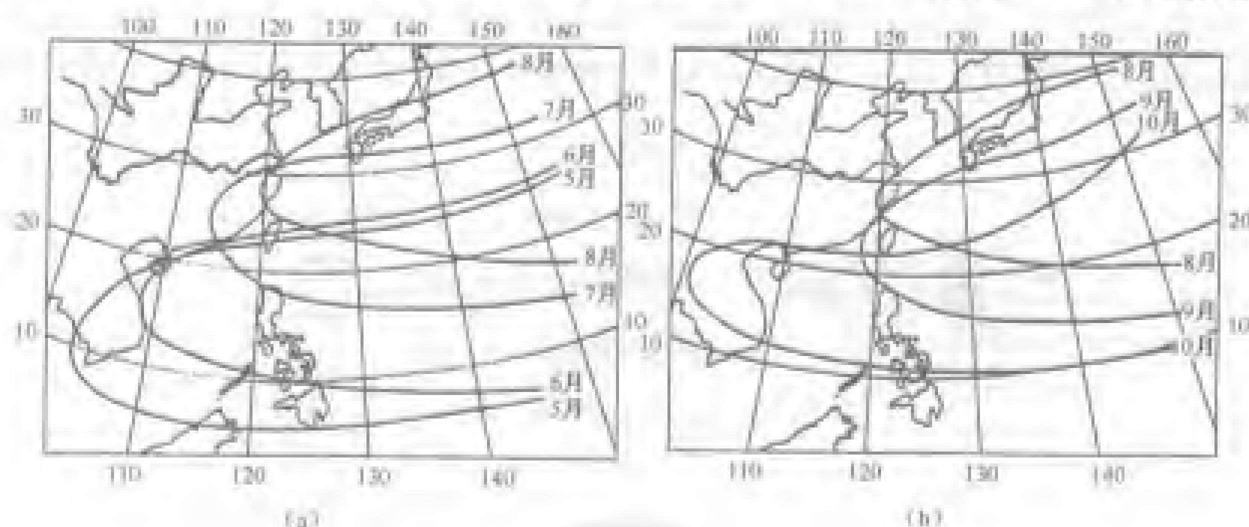


图3-24　500 hPa西太平洋副热带高压脊月平均位置

在7月底至8月初，脊线跨过30°N到达最北位置。9月以后随着西太平洋副高势力的减弱，脊线开始自北向南迅速撤退，9月上旬脊线第一次回跳到25°N附近，10月上旬再次跳到20°N以南地区，从此结束了一年为周期的季节性南北移动。副高的季节性南北移动并不是匀速进行的，而表现出稳定少动、缓慢移动和跳跃三种形式，而且在北进过程中有暂时南退，在南退过程中有短暂北进的南北振荡现象。同时，北进过程持续的时间较久、移动速度较缓，而南退过程经历时间较短、移动速度较快。上述西太平洋副高季节性变动属于一般规律，在个别年份可能有明显出入，而且这种移动特征在大西洋、亚洲大陆、北非大陆、北美大陆上的副高也同样存在，表明是全球性现象，是太阳辐射季节变化和副高强度的纬向不均匀分布以及随时间非均速变化的反映。

西太平洋副高还有非季节性的中短期变动，主要表现为半个月左右的副高偏强或偏弱趋势及一周左右的副高西伸东退、北进南缩的周期变化。非季节性中、短期变动大多是受副高周围天气系统活动影响而引起的。例如，夏季青藏高压、华北高压东移并入西太平洋副高时，副高产生西伸，甚至北跳。而当热带风暴或台风移至西太平洋副高的西南边缘时，副高随之东退；热带风暴沿副高西缘北移时，副高继续东退；当风暴越过高压脊线进入西风带时，副高又开始西伸。此外，西风带的小槽小脊、长波槽脊都对副高变动有不同程度的影响，同时副高又对周围天气系统有明显影响，彼此相互联系、相互制约。

3. 西太平洋副高活动对我国天气影响

西太平洋副高对我国东部地区的旱涝、近海的天气及热带气旋的活动影响十分重要，夏半年更为突出，这种影响一方面表现在西太平洋副高本身；另一方面还表现在西太平洋副高与其周围天气系统间的相互作用，共同影响我国天气。在西太平洋副高内部控制下的地区，有强烈的下沉逆温，使低层水汽难以成云致雨，造成晴空万里的稳定天气，长时间控制可能出现大范围干旱。

西太平洋副高是向我国大陆输送水汽的重要系统。我国降水的水汽来源，虽然主要依靠西南气流从印度洋输送来，而太平洋副高的位置、强度和活动，不仅对西南气流的水汽输送有影响，而且还影响着它南侧的东南季风从太平洋向大陆输送来的水汽。同时，西太平洋副高的北侧是沿副高北上的暖湿空气与中纬度南下的冷空气相交绥的地带，往往形成大范围的阴雨天气，是我国大陆地区的重要降水带。因而我国降水带的南北移动同西太平洋副高的季节活动相一致。通常降雨带位于副高脊线以北约 5 ~ 8 个纬度，其走向大致和脊线平行。冬季，西太平洋副高脊线位于 15°N 附近，随季节转暖脊线缓慢北移。3 ~ 6 月上旬，脊线稳定在 18°N ~ 20°N 之间，华南前汛期开始，这时华南地区出现连续低温、阴雨天气。6 月中旬，副高脊线向北跳跃过 20°N，稳定在 20°N ~ 25°N 之间，副高强度增加，范围扩大，长江中下游及日本一带“梅雨”开始，华南前汛期结束。副高北进快慢有别，梅雨期的长短和入梅、出梅的早晚都有很大差异。梅雨可以出现在 5 ~ 7 月间的各个时段。出现在 5 月的梅雨称为早梅雨，出现在 6 ~ 7 月的梅雨称正常梅雨。一般在 6 月中旬前后入梅，7 月上旬出梅，梅雨期平均约 20 天。造成梅雨期连续降雨过程的天气系统，主要是准静止锋、切变线和西南低涡。这些系统在长江中下游地区的连续出现或缓移、停滞，都能造成大面积的洪涝。7 月中旬前后，副高脊线再次北跳越过 25°N，雨带移到了黄淮流域，长江中、下游的梅雨结束，开始被西太平洋副高内部所控制，天气变得炎热少雨。如果副高强大，控制时间长久，将造成严重干旱现象。另外，副高南侧的热带气旋活动开始影响我国。7 月下旬到 8 月初，副高脊线北移到 30°N 以北，雨带也移至华北和东北南部。这时长江中下游正处在副高脊线附近，进入盛夏伏旱期。华南地区热带气旋活动频繁，进入第二个汛期，热带气旋雨季。此时热带气旋入侵我国登陆的机会增多。9 月副高脊线开始南退，雨带也向南撤。9 月上旬，脊线回移到 25°N 附近，黄淮流域又是秋雨潇潇，江南则秋高气爽，热带气旋活动仍然较多。10 月上旬副高脊线南退到 20°N 以南，长江中下游秋雨结束，华南又将多阴雨。

4. 西太平洋副高异常对我国旱涝的影响

上述情况仅仅是西太平洋副高活动对我国天气影响的一般规律。实际上，副高的南、北季节性活动经常出现异常，造成一些地区干旱，另一些地区洪涝的反常天气。

(1) 若夏季副高脊线和北界位置偏南，冷暖气团在华南或江南南部交绥，形成华南或江南多雨带，雨带中心地区有洪涝发生。缺乏水汽来源的华北地区和长江中下游地区是少雨干旱区。

(2) 若初夏副高稳定少动，冷暖气团在江淮流域相遇形成梅雨。如 1954 年副高脊线比较久地稳定在 20°N ~ 25°N 间，长江流域梅雨持续时间达两个月之久，结果造成江淮地区几十年罕见的洪涝灾害。被副高控制的华南和江南南部多为干燥炎热天气，北方大部分地区则因缺乏水汽来源而为少雨干旱天气。

(3) 若盛夏副高偏北，副高中心控制下的整个江南和长江中下游地区缺乏水汽来源成为

干旱少雨区，而副高以北的华北和东北地区出现多雨，部分地区造成洪涝。

(4)若夏季副高偏东偏弱，我国大部分地区缺乏水汽来源而为少雨天气，造成我国大部分地区少雨干旱天气。

思考题

1. 简述副热带高压的成因和基本特征。
2. 绘图说明西太平洋副热带高压的天气模式。
3. 简述西太平洋副热带高压的活动规律与我国雨带的关系。
4. 试比较冷高压与副热带高压的异同。

第五节 热带气旋

一、热带气旋概述

热带气旋(Tropical Cyclone)是发生在热带洋面上的一种发展强烈的暖性气旋性涡旋，是对流层中最强大的风暴，被称为"风暴之王"。热带气旋来临时，会带来狂风暴雨天气，海面产生巨浪和风暴潮，严重威胁海上船舶安全。因此，掌握热带气旋的发生、发展和活动规律极为重要。

1. 热带气旋产生的大风

发展成熟的热带气旋，最大风速一般可达 30 ~ 60 m/s，少数可超过 100 m/s。热带气旋中心附近最大风速与中心气压有密切关系，一般来说气压越低，风速越大，但不是一一对应关系。如 1979 年 10 月发生在太平洋西北部的强台风"蒂普"(Tip)，中心气压值达到 870 hPa，风速 85 m/s；5904 号强台风"琼恩"(Joan)最大风速达到 100 m/s。根据旋衡风方程可以导出热带气旋中心气压 p_0 与近中心附近最大风速公式

$$v_{max} = 5.7\sqrt{1\,010 - p_0}$$

式中，v_{max} 的单位为 m/s，p_0 的单位为 hPa。

2. 热带气旋带来的降水

热带气旋常伴有惊人的降水，登陆的热带气旋常给沿海地区带来 300 ~ 400 mm 的特大暴雨，个别登陆台风造成的过程降水量超过 1 000 mm。如 1975 年 8 月 7503 号台风登陆后侵入我国河南境内，造成过程降水量达到 1 631 mm，日最大降水量达到 1 005.4 mm，1 h 最大降水量达 235 mm，创造多项记录，属于千年不遇的特大暴雨。

3. 热带气旋引起的海浪

热带气旋中心的极低气压和云墙区的大风，使海面产生巨大的风浪和涌浪。在热带气旋大风区中，海浪都在 5 m 以上，强热带气旋浪高可达 10 m 以上。强烈的波浪给海上船舶航行造成极大的影响和危害。

4. 热带气旋造成的风暴潮

热带气旋在沿海登陆时，常造成风暴潮。当其与天文大潮叠加时，可引起海面水位异常上涨，有时冲毁海堤，形成海水倒灌，侵入内陆几十千米，造成巨大灾害。如 1970 年 11 月一个热带气旋在天文大潮时在孟加拉湾登陆，暴潮高达 3 ~ 9 m，巨浪高达 20 m，直冲沿海地区，一些岛屿被淹没，死亡人数达 30 万，是近百年来热带气旋造成的最严重灾难。

二、全球热带气旋的强度等级标准、编号和命名

1. 热带气旋的等级标准

国际上根据热带气旋中心附近最大平均风速对其进行分级，1989 年世界气象组织规定，按照热带气旋中心附近平均最大风力的大小，把热带气旋划分成热带低压、热带风暴、强热带风暴和台风或飓风 4 类。

热带低压 TD(tropical depression)：风速 22 ~ 33 kn(风力 6 ~ 7 级)；

热带风暴 TS(tropical storm)：风速 34 ~ 47 kn(风力 8 ~ 9 级)；

强热带风暴 STS(severe tropical storm)：风速 48 ~ 63 kn(风力 10 ~ 11 级)；

台风 T(typhoon)或飓风 H(hurricane)：风速 ≥64 kn(风力 ≥12 级)。

需要注意，各国家和组织对于热带气旋分类等级标准有所不同，表 3-4 列出了主要几个国家和组织的热带气旋等级分类表。

表 3-4 各主要国家和组织对热带气旋分类等级标准

国家、地区气象机构		热带气旋等级名称	中心附近最大风速	风力
中国	中国国家气象局(NMC)	热带低压(Tropical depression)	10.8 ~ 17.1 m/s	6 ~ 7 级
		热带风暴(Tropical storm)	17.2 ~ 24.4 m/s	8 ~ 9 级
		强热带风暴(Severe tropical storm)	24.5 ~ 32.6 m/s	10 ~ 11 级
		台风(Typhoon)	32.7 ~ 41.4 m/s	12 ~ 13 级
		强台风(Severe typhoon)	41.5 ~ 50.9 m/s	14 ~ 15 级
		超强台风(Super typhoon)	≥51.0 m/s	16 级或以上
	中国台湾中央气象局(CWB)	热带性低气压	<17.2 m/s	小于 8 级
		轻度台风	17.2 ~ 32.6 m/s	8 ~ 11 级
		中度台风	32.7 ~ 50.9 m/s	12 ~ 15 级
		强烈台风	≥51.0 m/s	16 级或以上
日本气象厅(JMA)		热带低压(Tropical depression)	22 ~ 33 kn	6 ~ 7 级
		热带风暴(Tropical storm)	34 ~ 47 kn	8 ~ 9 级
		强热带风暴(Severe tropical storm)	48 ~ 63 kn	10 ~ 11 级
		台风(Typhoon，强度"强")	64 ~ 80 kn	12 ~ 13 级
		台风("非常的强")	81(14 级) ~ 102 kn	14 ~ 15 级
		台风("猛烈")	103 kn 以上	16 级或以上
美国国家大气与海洋管理局(NOAA)		热带低压(TD)	≤33 kn	6 ~ 7 级
		热带风暴(TS)	34 ~ 63 kn	8 ~ 11 级
		一级飓风(CATEGORY 1，简称 CAT. 1)	64 ~ 82 kn	12 ~ 13 级
		二级飓风(CAT. 2)	83 ~ 95 kn	14 ~ 15 级
		三级飓风(CAT. 3)	96 ~ 113 kn	16 ~ 17 级
		四级飓风(CAT. 4)	114 ~ 135 kn	
		五级飓风(CAT. 5)	>135 kn	

续表

国家、地区气象机构	热带气旋等级名称	中心附近最大风速	风力
印度气象局(IMD)	低压(Depression)	17～27 kn	5～6 级
	深低压(Deep depression)	28～33 kn	7 级
	气旋性风暴(Cyclonic storm)	34～47 kn	8～9 级
	强气旋性风暴(Severe cyclonic storm)	48～63 kn	10～11 级
	强气旋性风暴伴有飓风核心(Severe cyclonic storm with hurricane core)	≥64 kn	12 级以上
法国留尼汪岛(La reunion)气象局	热带低压	≤33 kn	6～7 级
	热带风暴	34～47 kn	8～9 级
	强烈热带风暴	48～63 kn	10～11 级
	热带气旋	64～87 kn	12～13 级
	强热带气旋	88 kn 或以上	15 级或以上
澳大利亚政府气象局(BOM)	热带低压(TD)	≤33 kn	6～7 级
	一级旋风(CYCLONE,CAT. 1)	34～47 kn	8～9 级
	二级旋风(CAT. 2)	48～63 kn	10～11 级
	三级旋风(CAT. 3)	64～86 kn	12～13 级
	四级旋风(CAT. 4)	87～107 kn	15～16 级
	五级旋风(CAT. 5)	108 kn 以上	17 级或以上

另外，对风力≥12 级的热带气旋，在西北太平洋称其为台风(Typhoon)；菲律宾群岛俗称之为巴加峨斯(Baguious)；北大西洋、加勒比海、墨西哥湾、墨西哥西岸、西印度群岛、北太平洋东部、南太平洋 140°W 以西等区域叫做飓风(Hurricane)；澳大利亚西北海岸称为威力威力(Willy-willy)；阿拉伯海、孟加拉湾、南印度洋称为气旋(Cyclone)；在马达加斯加东部海面，称为毛里求斯(Mauritius)。

2. 热带气旋的编号和命名

(1)热带气旋的编号

国际上对热带扰动和达到热带低压强度的热带气旋都进行统一编号，对于达到热带风暴等级的热带气旋，则要另行编号并进行命名。

我国中央气象台将发生在经度 180°以西、赤道以北的西北太平洋和南海海面上出现的中心附近最大风力达到 8 级或 8 级以上的热带气旋，从每年 1 月 1 日起，按照其出现的先后次序进行编号；近海的热带气旋，当其云系结构和环流清楚时，只要获得中心附近的最大风力为 7 级的报告即应编号。

编号的顺序按其发生的先后来决定。如果在同一天内上述海域中有两个或两个以上热带气旋生成，则按"先西后东"(经度读数由小到大)的顺序编号。如果在同一天内同一经度上有多个热带气旋产生，则按"先北后南"的原则(纬度读数由大到小)分别编号。编号用四个数码，前两个表示年份，后两个表示出现的先后次序，如 0506 表示 2005 年出现在上述海域的第

六个热带气旋。

(2)热带气旋的命名

19 世纪末澳大利亚的预报员克里门·兰格最早给热带气旋命名。此后,美国、日本等国相继给热带气旋命名。2000 年起,热带气旋的命名改由国际气象组织中的台风委员会负责。1997 年 11 月 25 日至 12 月 1 日,在我国香港举行的世界气象组织台风委员会第 30 届会议决定,西北太平洋和南海热带气旋采用统一的具有亚洲风格的名字命名。随后,亚太地区的 14 个国家和地区各提出 10 个名字,共 140 个名字。从 2000 年 1 月 1 日起,对发生在经度 180°以西、赤道以北的西北太平洋和南海海面上的中心附近的最大风力达到 8 级或 8 级以上的热带气旋进行统一命名。表 3-5 为最新的西北太平洋热带气旋命名表。命名表分 5 列,从第一列起连续循环使用。如果某个热带气旋给台风委员会成员国造成了特别严重的损失,该成员国可申请对该热带气旋的名字不再循环使用,以便在台风气象灾害史上作为标志性的事件永久记录,同时,该成员国提出新名字进行更新。

表 3-5　西北太平洋热带气旋最新命名表

第一列	第二列	第三列	第四列	第五列	备注
英文/中文名	英文/中文名	英文/中文名	英文/中文名	英文/中文名	名字来源
Damrey/达维	Kong-rey/康妮	Nakri/娜基莉	Krovanh/科罗旺	Sarika/莎莉嘉	柬埔寨
Haikui/海葵	Yutu/玉兔	Fengshen/风神	Dujuan/杜鹃	Haima/海马	中国
Kirogi/鸿雁	Toraji/桃芝	Kalmaegi/海鸥	Mujigae 彩虹	Meari/米雷	朝鲜
Kai-tak/启德	Man-yi/万宜	Fung-wong/凤凰	Choi-wan/彩云	Ma-on/马鞍	中国香港
Tembin/天秤	Usagi/天兔	Kammuri/北冕	Koppn/巨爵	Tokage/蝎虎	日本
Bolaven/布拉万	Pabuk/帕布	Phanfona/巴蓬	Ketsana/凯萨娜	Nock-ten/洛坦	老挝
Chanchu/珍珠	Wutip/蝴蝶	Vongfong/黄蜂	Parma/芭玛	Muifa/梅花	中国澳门
Jelawat/杰拉华	Sepat/圣帕	Nuri/鹦鹉	Melor/茉莉	Merbok/苗柏	马来西亚
Ewiniar/艾云尼	Fitow/菲特	Sinlaku/森拉克	Nepartak/尼伯特	Nanmadol/南玛都	密克罗尼西亚
Bilis/碧利斯	Danas/丹娜丝	Hagupit/黑格比	Lupit/卢碧	Talas/塔拉斯	菲律宾
Kaemi/格美	Nari/百合	Changmi/蔷薇	Mirinae/银河	Noru/奥鹿	韩国
Prapiroon/派比安	Wipha/韦帕	Mekkhalu/米克拉	Nida/妮妲	Kulap/玫瑰	泰国
Maria/玛莉亚	Francisco/范斯高	Higos/海高斯	Omais/奥麦斯	Roke/洛克	美国
Saomai/桑美	Lekima/利奇马	Bavi/巴威	Consoa/康森	Sonca/桑卡	越南
Bopha/宝霞	Krosa/罗莎	Maysak/美莎克	Chantho/灿都	Nesat/纳沙	柬埔寨
Wukong/悟空	Haiyan/海燕	Haishen/海神	Dianmn/电母	Haitang/海棠	中国
Sonamu/清松	Podul/杨柳	Noul/红霞	Mindulla/蒲公英	Nalgae/尼格	朝鲜
Shanshan/珊珊	Lingling/玲玲	Dolphin/白海豚	Lionrock/狮子山	Banyan/榕树	中国香港
Yagi/摩羯	Kajiki/剑鱼	Kujira/鲸鱼	Kompasu/圆规	Washi/天鹰	日本
Xangsane/象神	Faxai/法茜	Chan-hom/灿鸿	Namtheun/南川	Pakhar/帕卡	老挝
Bebinca/贝碧嘉	Peipah/琵琶	Linfa/莲花	Malou/玛瑙	Sanvu/珊瑚	中国澳门
Rumbia/温比亚	Tapah/塔巴	Nangka/浪卡	Meranti/莫兰蒂	Mawar/玛娃	马来西亚
Soulik/苏力	Mitag/米娜	Soudelor/苏迪罗	Fanapi/凡亚比	Guchol/古超	密克罗尼西亚
Cimaron/西马仑	Hagibis/海贝思	Molave/莫拉菲	Malakas/马勒卡	Talim/泰利	菲律宾
Chebi/飞燕	Noguri/浣熊	Koni/天鹅	Megi/鲇鱼	Doksuri/杜苏芮	韩国
Durian/榴莲	Ramasun/威马逊	Morakot/莫拉克	Chabu/temp	Khanun/卡努	泰国
Utor/尤特	Matmo/麦德姆	Etan/艾涛	Aere/艾利	vicente/韦森特	美国
Trami/潭美	Halong/夏浪	Vamco/环高	Songda/桑达	Saola/苏拉	越南

注:已更换名字的热带气旋新、旧名称对照:

海葵——龙王 Longwang;　　琵琶——画眉 Vamei;　　麦德姆——查特安 Chataan;

鹦鹉——鹿莎 Rosa； 红霞——凤仙 Pongsona； 白海豚——欣欣 Yanyan；
莫拉菲——伊布都 Imbudo； 莫拉克——翰文 Hanuman； 彩虹——鸣蝉 Maemi；
银河——苏特 Sudal； 狮子山——婷婷 Tingting； 凡亚比——云娜 Rananim；
艾利——库都 Kodo； 帕卡——麦莎 Matsa； 杜苏芮——彩蝶 Nabi。

其他各热带气旋活动海区也都有相应的热带气旋命名表。表 3-6 为北大西洋（包括加勒比海和墨西哥湾）热带气旋命名表。

表 3-6 北大西洋（包括加勒比海和墨西哥湾）热带气旋命名表

2005	2006	2007	2008	2009	2010
Arlene	Alberto	Andrea	Arthur	Ana	AlexBret
Beryl	Barry	Bertha	Bill	Bonnie	
Cindy	Chris	Chantal	Cristobal	Claudette	Colin
Dennis	Debby	Dean	Dolly	Danny	Danielle
Emily	Ernesto	Erin	Edouard	Erika	Earl
Franklin	Florence	Felix	Fay	Fred	Fiona
Gert	Gordon	Gabrielle	Gustav	Grace	Gaston
Harvey	Helene	Humberto	Hanna	Henri	Hermine
Irene	Isaac	Ingrid	Ike	Ida	Igor
Jose	Joyce	Jerry	Josephine	Joaquin	Julia
Katrina	Kirk	Karen	Kyle	Kate	Karl
Lee	Leslie	Lorenzo	Laura	Larry	Lisa
Maria	Michael	Melissa	Marco	Mindy	Matthew
Nate	Nadine	Noel	Nana	Nicholas	Nicole
Ophelia	Oscar	Olga	Omar	Odette	Otto
Philippe	Patty	Pablo	Paloma	Peter	Paula
Rita	Rafael	Rebekah	Rene	Rose	Richard
Stan	Sandy	Sebastien	Sally	Sam	Shary
Tammy	Tony	Tanya	Teddy	Teresa	Tomas
Vince	Valerie	Van	Vicky	Victor	Virginie
Wilma	William	Wendy	Wilfred	Wanda	Walter

三、热带气旋的源地和发生季节

1. 热带气旋的源地及发生季节

全球的热带气旋源地包括八大海区，即西北太平洋、东北太平洋、西南太平洋、北大西洋、孟加拉湾、阿拉伯海、南印度洋西部、澳大利亚西北等洋区（如图 3-25 所示）。东南太平洋和南大西洋则没有热带气旋发生。

热带气旋主要分布在南北两个半球的 5°～20°的纬度之间，其中 10°～20°之间占了 65%；

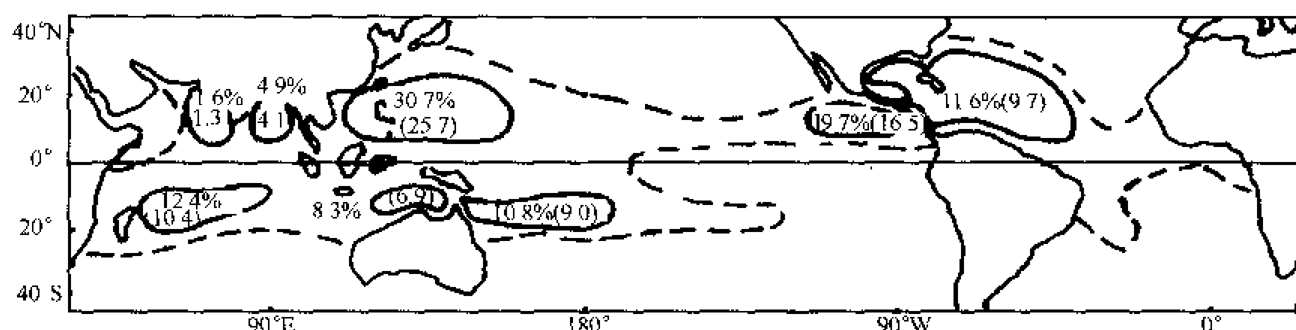


图 3-25　全球热带气旋发生次数及占全球总数百分率的区域分布

在20°以外较高纬度发生的热带气旋只占13%，而且都发生在西北太平洋和西北大西洋这两个海域，发生在5°以内赤道附近的热带气旋极少。

世界气象组织（WMO）的最新统计结果表明，全球每年平均约有83个热带气旋发生，但是热带气旋在各海域发生的季节和频率不同（见表3-7）。

表 3-7　全球各海域热带气旋平均分布情况

源地编号	源地名称	包括的范围	年平均发生数	占全球总数的百分比
1	北大西洋	北大西洋、加勒比海、墨西哥湾	9.7(5.4)	11.6%(12.0%)
2	东北太平洋	北美到180°E	16.5(8.9)	19.7%(19.8%)
3	西北太平洋	180°E以西，包括南中国海	25.7(16.0)	30.7%(35.6%)
4	北印度洋1	孟加拉湾	4.1(2.1)	4.9%(4.7%)
5	北印度洋2	阿拉伯海	1.3(0.4)	1.6%(0.9%)
6	西南印度洋	南印度洋180°E以西	10.4(4.4)	12.4%(9.8%)
7	东南印度洋	南半球100°E~142°E之间	6.9(3.4)	8.3%(7.6%)
8	西南太平洋	南半球经142°E ~ 120°W	9.0(4.3)	10.8%(9.6%)
	全　球		83.7(44.9)	100%

注：括号中的数字为近中心附近最大风力≥12级的热带气旋发生数及占全球总数的百分比。

在西北太平洋海域，全年各月都会发生，但主要发生在5~11月，平均每年25.7个，占全球的30.7%；

在北大西洋海区，即中美洲海岸以东，包括加勒比海西部和墨西哥湾等海域，热带气旋一般发生在6~11月，平均每年有9.7个，占全球的11.6%；

在中美洲海岸以西的东北太平洋海域，热带气旋一般发生在6~10月，平均每年有16.5个，占全球的19.7%；

在孟加拉湾和阿拉伯海，热带气旋一般发生在5~6月和10~11月，孟加拉湾海域平均每年有4.1个，约占全球的4.9%；阿拉伯海平均每年有1.3个，约占全球的1.6%；

在南印度洋90°E以西的海域，热带气旋一般发生在11月至次年5月，每年平均10.4个，约占全球的12.4%；

在南印度洋澳大利亚的西北部至90°E海域，热带气旋一般发生在11月至次年4月，每年平均6.9个，占全球的8.3%；

在澳大利亚的东北部140°W以西的南太平洋海域，一般发生在12月至次年4月，平均每年有9个，占全球的10.8%。

由此可知，北太平洋热带气旋占全球发生总数的1/2，达到50.4%，而西北太平洋占全球

总数的近1/3,达到30.7%。

在北半球,除孟加拉湾和阿拉伯海热带气旋发生在5~6月和10~11月以外,热带气旋多发生在7~10月,其中8~9月最多。在南半球热带气旋发生最多的月份是1~3月。

在全球热带气旋中,有一半多(约54%)可达到台风或飓风强度,但总的来说北半球发生较多,占全球总数的73%,南半球较少,占全球总数的27%。

2. 西北太平洋热带气旋的源地及发生季节

热带气旋的发生源地,一般有两种含义:一是指由热带扰动加强而成的热带气旋首次达到热带低压标准(风力达到6级)时的位置;另一个意义是热带气旋首次达到热带风暴标准(风力达到8级)时的位置。目前各教科书上实际上指的是后一种。

根据对西北太平洋热带气旋多年来首次达到热带风暴位置的统计得知,西北太平洋上达到热带风暴标准的热带气旋出现的位置,主要集中在三个区域:一个是我国南海中部的东北海区;二是菲律宾以东、加罗林群岛西部岛国帕劳的北部洋面;三是关岛附近至西南方的加罗林群岛中部洋面。

西北太平洋平均每年约发生26个热带气旋,其中1~3月仅占4%。7~10月是热带气旋盛行季节,约占全年总数的68%,我国称为台风季节。个别年份可能相差较大,如1967年出现40个热带气旋,而1951年仅出现20个。如以8月为例,1950年出现18个,而1947年仅出现2个。

我国濒临西北太平洋,是全球受热带气旋影响最大的国家之一。以下是一些关于热带气旋对中国影响情况的统计结果:

(1)年均有20.1个热带气旋进入海岸线300 km的沿海海域,其中频率最大的是南海,占总数的60.4%;

(2)我国每年平均有8个热带气旋登陆,而华南沿海占58.1%,其次是华东沿海,占37.3%;

(3)登陆热带气旋集中出现在5~12月,其中7~9月占全年登陆热带气旋总数的76.4%,是热带气旋袭击我国的高峰季节,1~4月几乎没有热带气旋在我国登陆,最多年份的登陆热带气旋可达12个,最少年份为3个(1998年)。

四、热带气旋的天气结构和模式

1. 热带气旋的天气结构

发展成熟的热带气旋多呈圆形对称分布,圆形涡旋的直径一般为600~800 km,个别可达2 000 km以上。热带气旋垂直伸展一般到对流层上部,个别可达到平流层下部(15~20 km)。热带气旋的垂直尺度与水平尺度的比值约为1∶50。由此可知,热带气旋是一个扁圆形的气旋性涡旋。

(1)气压场特征

强烈发展的热带气旋海平面中心气压一般都可达到950 hPa以下。在地面天气图上,热带气旋区域内等压线非常密集,从外围至中心,气压急剧降低,中心附近呈漏斗状陡降和陡升,这是热带气旋的一个显著特征。

(2)风场特征

热带气旋的地面流场,按风速大小通常可分为外围区、涡旋区和眼区三个区域。

①外围区,自热带气旋边缘向里风速逐渐增大,风力一般在8级以下,呈阵性。

②涡旋区，风力在8级以上。风的径向分布特征是越往中心风力越大。在近中心附近为围绕眼区的最大风速区，其宽度较窄，通常与围绕眼区的云墙区相重合。

③眼区，风速向中心迅速减小到3～4级，有时近乎是静风。

(3)眼区和云墙区特征

发展到热带风暴等级以上强度的热带气旋，在深厚云区的中间，往往存在一个直径为几十千米，近似圆形的晴空少云区，称为眼区。在卫星云图上，眼区表现为密蔽云区中心附近的一个黑点。眼区外围的一圈环状的云区称为云墙或眼壁。

眼区通常呈圆形，也有椭圆形或不规则的形状，当热带气旋发展初期，眼区形状一般不规则，范围也较大；而热带气旋强烈发展时，眼区范围缩小呈圆形，并呈轴对称分布。

眼区基本上是晴空少云区，只在低层有少量层积云。眼区中心的气压最低，风速也很小，为微风或静风。而眼壁附近，风速急剧增大，达到极大值。

2. 热带气旋的天气模式

热带气旋所伴随的天气主要有大风、暴雨、巨浪及在海湾引起的风暴潮，它们往往带来巨大的灾害。气象要素多呈圆形对称分布，大体分为三个区域（如图3-26）：(1)外围区，平均宽200～300 km。气温向中心逐渐升高，气压向中心逐渐下降，风速向里逐渐增大，自中心传出涌

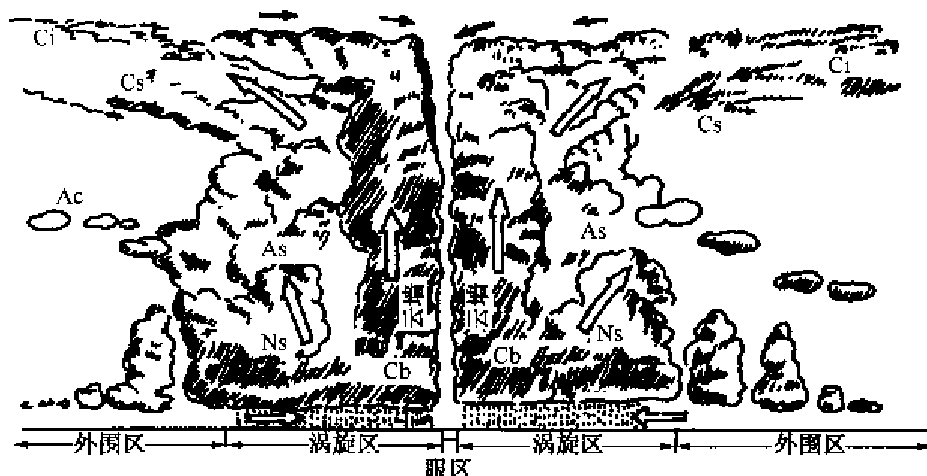


图3-26　台风结构垂直剖面示意图

浪且风浪向中心逐渐增大，伴有阵性降水，强度向中心增大。(2)涡旋区，自最大风速区外缘到台风眼壁，平均宽10～100 km不等。温度向中心迅速升高，气压呈漏斗状急速下降，梯度大，等压线特别密集，风速达到最大，在眼壁附近，超强台风最大风速可达60～70 m/s以上。Cb和Ns组成庞大的云墙，伴随雷鸣电闪，暴雨倾盆，恶浪滔天，昏天黑地。最强烈的对流和狂风暴雨就发生在这里。(3)眼区，平均半径5～30 km。温度达最高，形成暖中心，气压降至最低，风速突降至4级以下，降水突然停止，晴天少云。但这里出现三角浪或金字塔式浪，海况十分恶劣。

五、热带气旋的形成和消亡

1. 热带气旋的形成条件

对卫星云图分析的结果表明，每年热带洋面上都有几百个热带扰动发生，但能够发展成热带风暴等级的热带气旋却不到十分之一。有些热带扰动产生后很快发展到热带风暴等级；有些却发展得很慢；有一些几经加强和减弱的过程才能发展到热带风暴等级；更多的热带扰动是

不会发展成热带风暴等级的热带气旋。所有这些都与热带气旋形成和发展的条件有关。

目前比较一致的观点认为，热带气旋形成需具备以下几个条件：广阔的高温高湿洋面；适宜的流场；一定的地转偏向力；对流层风速垂直切变要小。

(1)广阔的高温洋面

广阔的高温洋面是热带气旋发生、发展的一个基本条件。因为暖的海面，蕴藏着大量的热量，海面蒸发亦旺盛，通过海气间的湍流输送，使扰动所在的低层大气获得大量的热量和水汽，积云对流释放出大量凝结潜热，维持台风的暖心结构，这是形成热带气旋的主要能源。实际分析发现，26～27 ℃的海温可以作为热带气旋形成的第一临界温度，只有达到这一临界值的海域，才有热带气旋发生的可能。29～30 ℃是热带气旋发生的第二临界温度，达到这一临界值的海域，热带气旋发生、发展的概率最大。

(2)适宜的流场

要使高温高湿洋面蕴藏的大量不稳定能量得以释放并转变为热带气旋发生发展的动能，必须有一个启动机制，这就是低层的初始扰动。因为在低层初始扰动中，由于摩擦辐合产生上升运动，可使气块抬升至自由对流高度以上，从而使不稳定能量释放出来。作为初始扰动场有赤道辐合带涡旋和东风波。统计表明，由赤道辐合带涡旋发展成的热带气旋约占85%，由东风波发展成的热带气旋约占15%。

另外，要使低层扰动迅速发展，在低层辐合流场的上空要有辐散流场，而且高空辐散必须大于低层辐合。这种高空辐散流场的"抽吸作用"，保证了对流层中、下层的上升运动，促使地面不断降压，辐合增强，最后发展成为热带气旋。

(3)一定的地转偏向力

热带气旋是一个具有强烈旋转流场的移动性系统。一定的地转偏向力(即地转参数$f=2\omega\sin\varphi$大于一定值)能使辐合气流逐渐形成为强大的逆时针方向旋转(南半球为顺时针旋转)的空气涡旋。在赤道附近，即使存在水平风速辐合，正涡度不能产生或者产生得极慢，没有足够的旋转来维持强大的梯度运动。热带气旋的强大旋转流场是其最基本的特征。因此，热带扰动一般只有在离赤道5°以外的地区才能发展成为热带气旋。一定的地转偏向力的作用是热带气旋发生、发展的必要条件。

(4)对流层风速垂直切变要小

对流层风速垂直切变的大小，决定了初始扰动的对流凝结所释放的潜热能否集中在一个有限的空间范围内。如果风速垂直切变很大，通风良好，会使积云对流产生的凝结潜热被迅速带离扰动区上空，热量不能在局地范围的对流层中上层集中。如果风速垂直切变小，通风条件不良，则凝结释放的潜热将积聚在一个有限范围的同一气柱内，可以很快形成暖心结构，促使初始扰动的气压不断下降，最终形成热带气旋。

2. 热带气旋的减弱、消亡和加强

当热带气旋产生和维持条件发生改变时，就会逐渐减弱或消亡。

热带气旋的消亡通常有两种情况：一种是登陆后减弱消失；另一种是移向中高纬冷海面或有冷空气侵入演变为温带气旋。

热带气旋登陆后，由于水汽供应量减少，能量来源枯竭，同时由于陆地摩擦作用增大，因而迅速减弱，最后完全消失。但有一部分热带气旋在近海地区登陆后不久又重新入海，在海上又能得到发展。

热带气旋向北移动至较高纬度进入西风带后，一般会有冷空气侵入，这时热带气旋不再是单一的暖气团，而会逐渐形成冷、暖锋；另一方面因纬度高海面的水温也降低了，热带气旋中心的温度场不再呈暖心结构，低压中心随高度变化由垂直变为有相当大的倾斜。这样，就会失去热带气旋所特有的特性而变成温带气旋。这个过程也称为热带气旋的变性。但应注意，有极个别热带气旋在变成温带气旋后，会由其他因素作用获得能量而重新发展。热带气旋得到加强的情况有：热带气旋移向更暖水面；登陆热带气旋重新回到海上；热带气旋移到高空辐散区的下方。

3.热带气旋的生命史

一般认为热带气旋的生命期从热带扰动形成闭合环流并达到热带低压等级起，直到环流消失或转变为温带气旋为止。这个过程一般为3～8天，最长的可达20天以上，最短的仅1～2天。夏、秋季生命期较长，冬、春季较短。

对于典型的热带气旋，其生消过程通常可分为4个阶段：

(1)初生阶段：热带扰动中积雨云增多，使得地面气压徐徐下降，风力开始增强。一般可认为气压达到1 000 hPa及风力达到6级时，即由初生阶段进入到加深阶段。

(2)加深阶段：积雨云不断增多，放出大量凝结潜热，使得中心部分温度不断上升，地面气压不断下降，风力不断增强，直到中心气压达到最低值，风速达到最大时。

(3)成熟阶段：中心气压不再加深，风力不再增强，但大风和降水的范围扩大。

(4)消亡阶段：进入中、高纬，因冷空气侵入而转变为温带气旋或登陆消失。

有时热带气旋的生命过程比较复杂，表现为时而加强、时而减弱的反复变化过程。

六、热带气旋的移动规律

1.影响热带气旋移动的直接因素

(1)大型气压场的气压梯度力

与副热带高压、东风波、西风带槽脊等大型天气系统相比，热带气旋可以被看成大的环流场中一个相对较小的涡旋，因此，热带气旋会受到大型气压场的水平气压梯度力的影响。

大型流场的水平气压梯度越大，地转气流越强，热带气旋的移动速度也就越大，即副热带高压、东风波和西风带槽脊等大型天气系统对热带气旋的移动起到了一个操纵和引导的作用。因此，一般将大型天气系统的流场称为热带气旋移动的引导气流。

(2)地转偏向力

热带气旋作为一个整体，在运动过程中还会受到地转偏向力的作用。地转偏向力与热带气旋移动速度和所在的纬度正弦成正比，高纬大，低纬小，赤道上等于零。其方向与运动方向垂直，北半球指向右方，南半球指向左方。

(3)内力

热带气旋本身的流场结构在地转偏向力的作用下，还会产生所谓“内力”。热带气旋涡旋内空气质点所作的运动，可以分解为切向的气旋式旋转运动和径向的辐合运动。由于各空气质点在运动过程中受到的地转偏向力在高纬区较大、低纬区较小，因此，就整个热带气旋而言，切向的气旋式旋转运动将产生一个净的向北的内力，径向的辐合运动将产生一个净的向西的内力。作用在整个热带气旋上的内力则为上述两个内力之和，合力方向在北半球指向西北，在南半球指向西南。

(4)热带气旋在三个力作用下的运动

在大型流场的水平气压梯度力、地转偏向力和内力等三个力的作用下，热带气旋处于东风带时，将沿着大型引导气流运动，但移向与引导气流有一个夹角，偏向高压一侧；处于西风带时，移向也与引导气流有一个夹角，偏向低压一侧。

2. 影响热带气旋移动的天气系统

影响热带气旋移动的引导气流方向与周围大型天气系统密切相关。副高是影响热带气旋移动的最直接、最主要的天气系统。此外，西风带槽脊和其他热带天气系统也能直接或间接地影响热带气旋的移动路径。

(1)副热带高压的影响

副高是一个行星尺度的系统，其位置最靠近热带气旋，因此，它对热带气旋的发生、发展和消亡都有直接的影响。同时，副高对热带气旋移动路径，特别对转向前的路径，起着最主要、最直接的作用。

当副高强大、稳定并呈东西带状分布时，位于副高南侧的热带气旋在东风气流引导下向西稳定移动(如图3-27(a))；当热带气旋位于副高西侧时，将向北移动；当副高减弱东撤，热带气旋处在副高西南侧时，未来将转向北上(如图3-27(b))。如果副高位置偏东，热带气旋将在海上转向；如果副高位置偏西靠近我国，则热带气旋可能登陆我国以后再转向出海。当热带气旋位于副高北侧时，将向东或东北方向移动。当热带气旋位于一分为二的东西两个较弱副高中心之间时，则热带气旋将北上穿越副高。

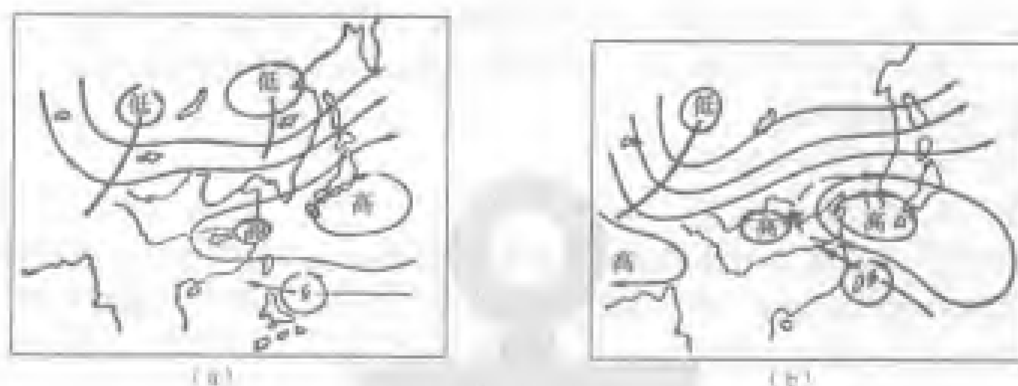


图3-27　副高与热带气旋的移动关系

当高空西风带高压或大陆副热带高压与太平洋高压合并时，副高的形状和强度将发生很大变化，导致热带气旋路径发生突变或出现特殊路径。当西北太平洋副高脊线呈西北—东南向，其西部大陆上有西风带暖高压东移，两者有打通的趋势，此时位于副高西南侧的热带气旋将向西移动。

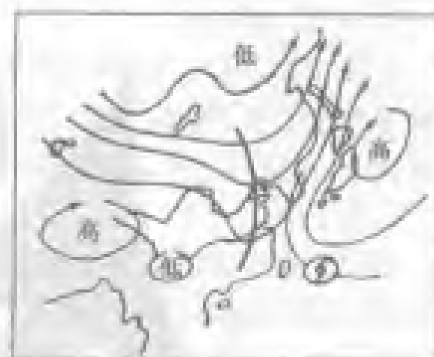


图3-28　西风槽与热带气旋的移动关系

(2)西风带槽脊的影响

西风带长波槽脊对热带气旋移动的直接影响主要在热带气旋转向以后。当深厚的西风槽槽底南伸到35°N以南时，常迫使西太平洋副高减弱东撤，这时热带气旋在槽前西南气流引导下转向北或东北方向移动(见图3-28)。如果西风槽位置偏北或以短波槽的形式快速东移，则对热带气旋的移动影响不大。此外，西风带长波发生调整时，往往引起西太

平洋副高的位置、强度和形状的变化，进而引起热带气旋路径的变化而出现异常。

（3）“双热带气旋”效应

在夏、秋季节同一洋面上同时出现多个热带气旋，当2个热带气旋相距在20个纬距以内时，会产生明显的相互作用，称为“双热带气旋”效应。由于双热带气旋之间的相互作用，往往出现相互逆时针旋转、停滞、摆动或打转等复杂路径。一般来说，双热带气旋相互绕转，其旋转点的位置与两个热带气旋的强度、范围及外部流场的强弱有关。若两个热带气旋强度相差不多，同时环境流场很弱，则旋转点基本上在两个热带气旋中心连线的中点附近；若两个热带气旋的强度不等，则旋转点比较靠近强热带气旋一侧。

3. 世界大洋热带气旋的典型移动路径

图3-29为全球各大洋上热带气旋的主要移动路径。由图中可以明显看出，在北半球洋面上，大部分热带气旋路径为西行、西北行和抛物线转向型；在南半球洋面上，大部分热带气旋路径为西行、西南行和反抛物线转向型。

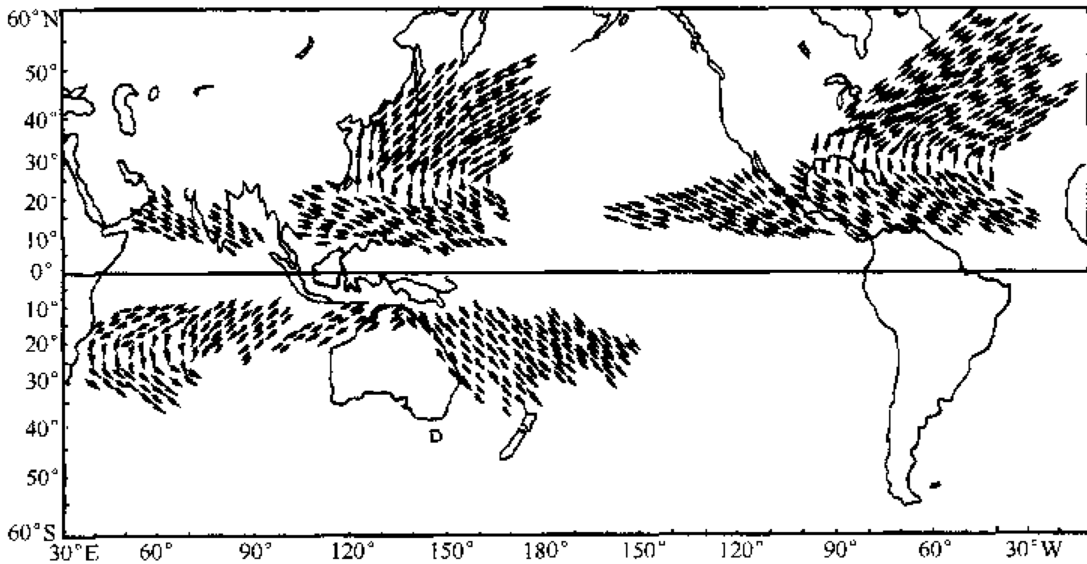


图3-29　全球热带气旋的主要移动路径

但从历史资料上看，具体的每个热带气旋移动路径都不相同，有的路径简单，有的十分复杂。

4. 西北太平洋热带气旋的移动路径

西北太平洋的热带气旋路径资料已有上百年的历史，严格地说每个热带气旋的路径都是不一样的，有的呈直线，有的呈抛物线，有的简单，有的复杂。根据西北太平洋热带气旋的活动情况，利用多年的资料进行分类分析，西北太平洋的热带气旋路径大致分为西行、西北行、转向型和异常路径四类（参见图3-30）。

（1）西行路径

热带气旋一般从菲律宾以东洋面一直向西移动，经过我国南海，在华南沿海、海南岛或越南一带登陆。西行路径的纬度随季节南北移动，自初春至夏秋，逐渐北抬，然后南撤。此类路径约占西北太平洋热带气旋总数的19%，盛行期为每年9月至次年2月。

（2）西北路径（登陆类）

热带气旋从菲律宾以东向西北偏西方向移动，在我国台湾、福建一带登陆；或从菲律宾以

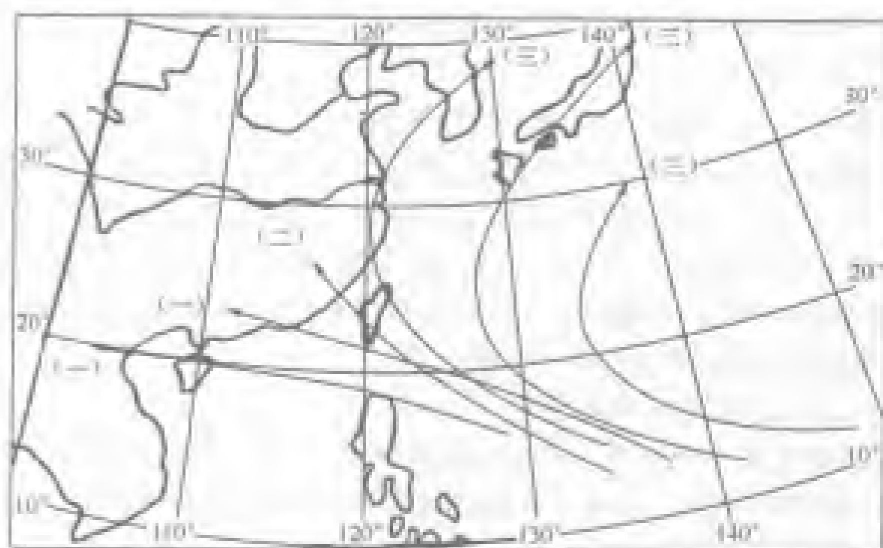


图 3-30　西太平洋热带气旋移动主要路径图

东向西北方向移动，穿过琉球群岛，在浙江一带登陆。此类路径约占西北太平洋热带气旋总数的 27%，盛行期为每年 7～9 月，每年平均约有 8 个热带气旋登陆。

（3）转向路径（抛物线型）

热带气旋在菲律宾以东洋面或台湾以东或日本以南洋面上先向西北移动，再转向北上，然后转向东北方向。转向路径的转向点纬度和经度随季节而变化，自冬至夏转向点从低纬度向高纬度推移，盛夏达到最北，而从秋到冬又向低纬迁移。转向点的经度变化是 5～9 月逐渐向西移动（称为近海转向类），10～12 月向东移动（称为远海转向类）。转向类热带气旋约占西北太平洋热带气旋总数的 49%。

（4）异常路径

除上述主要常规路径之外，有时也可出现复杂多变的异常路径，如蛇行、摆动、打转、停滞、突然加速和突然转向等不规则移动情况。此类路径约占西北太平洋热带气旋总数的 5%。

（5）热带气旋路径的季节变化

热带气旋路径随季节而有所不同，夏季多为西北行路径，其他季节多为西行路径和转向路径。1～4 月份热带气旋基本在 10°N 以南西行，热带气旋从菲律宾以东一直向偏西方向移动，主要影响菲律宾、马来西亚，甚至新加坡，或在菲律宾以东洋面上急转东北，这时热带气旋很少影响我国。5～6 月份，热带气旋主要在 10°N～15°N 之间西行进入南海，在华南沿海、海南岛或越南一带登陆。或者在 120°E～125°E 之间转向东北方向，如果热带气旋在远海转向，经我国台湾地区东南洋面，主要袭击日本或在海上消失；如果热带气旋在近海转向，大多影响韩国、朝鲜。7～9 月份，热带气旋主要有 4 种路径，其一是经我国台湾地区西南方向，登陆我国广东省；其二是经我国台湾地区东北方向，在我国福建、浙江或者华东登陆后突然转向东北，可能影响山东半岛和辽东半岛；其三是向西北方向移动时，突然转向东北方向，在日本登陆，随后在日本以东洋面消失；其四是热带气旋在北上的后期突然折向西北行，这时又会影响我国山东和辽宁沿海。10～12 月份，热带气旋又将偏南，在 15°N 以南西行，主要影响菲律宾和越南沿海；或者在菲律宾到我国台湾地区以东洋面转向东北，有可能影响日本。

5. 热带气旋的移动速度

热带气旋的平均移速为20～30 km/h,最快可达100 km/h。热带气旋的移速与其移动路径有一定关系。对于转向类热带气旋,转向前在东风带内移动时,移速会比转向后进入西风带时慢一些,转向时最慢。热带气旋加强时移速较慢,减弱时移速较快。另外,当热带气旋出现异常路径时,往往移速减慢,甚至停滞不动。

七、南海热带气旋

1. 南海热带气旋概况

南海是我国与南亚、非洲和欧洲等地区之间的重要海上通道。这里又是热带气旋频繁发生和活动的海域。南海每年平均出现达到热带风暴强度的热带气旋9个,约占西北太平洋总数的1/3,相当于北大西洋出现的总数。这些热带气旋当中,大约有1/2是在西太平洋形成之后从菲律宾以东移入南海,其余1/2是在南海地区由热带低压发展而成。

南海热带气旋全年各月均可发生,其中8～9月最多,约占总数的45%,1～3月极少。大多数南海热带气旋发生在10°N以北,比西太平洋热带气旋要高5个纬度,主要出现在南海中部偏东的海面(12°N～20°N,112°E～120°E)。绝大部分南海热带气旋形成于热带辐合带上,少数是由东风波或其他扰动形成。南海热带气旋从生成到登陆历时很短,对华南天气影响很大,登陆时间大多集中在7～9月。

2. 南海热带气旋的特点

南海热带气旋强度较弱。与西太平洋热带气旋比较,强度大的南海热带气旋较少,仅占总数的1/3左右。统计分析表明,南海热带气旋中心最大风速一般在35 m/s以下,个别达到50 m/s。中心气压一般为980～990 hPa,最低达960 hPa,很少观测到950 hPa以下的气压值。一般认为这是因其发生以后很快就登陆,没有得到充分发展的缘故。

南海热带气旋水平范围较小、垂直伸展高度低、云系分布不对称。南海热带气旋的直径平均约300～500 km,最小的不到100 km。垂直伸展高度约6～8 km,最高达10 km左右。云区最广、云层最厚、雨量最大的区域一般在南海热带气旋移向的右前部,左后部与之相反。

南海热带气旋发展迅速、移动快、生命史短、破坏力大。在南海有时会出现一种范围小而强的热带气旋,俗称"豆台风",有时连闭合等压线都分析不出来,只有台风涡旋环流。这种小而强的台风若不注意,同样可以带来巨大的损失。

3. 南海热带气旋的路径

南海热带气旋移动路径受高空流场影响较大。夏季,当西太平洋副高势力较强、高空形势较稳定时,南海热带气旋的路径多是西行或倒抛物线型。当高空环流较弱,或有"双台风"影响时,它常在海上打转,路径无规律。过渡季节或冬季,遇强冷空气南下,南海北部东北气流增强时,可使南海热带气旋南移。据统计,南海热带气旋进入18°N以北,115°E以西后,一般向西北偏西方向移动,很少北移或转向。

南海热带气旋生成以后其主要移动路径大致可归纳为4种类型:抛物线型、倒抛物线型、西移型和打转后北上型。图3-31是前三类路径的示意图,其中正抛物线型路径多发生在5～6月,倒抛物线型多发生在7～8月,西移型多发生在6～12月,它们的位置6～9月偏北,10～12月偏南。

南海热带气旋的异常路径中,较多的是"双热带气旋"和突然折向的问题。在出现"双热带气旋"时,南海热带气旋路径复杂多变,一般来说,当东西两个热带气旋相距≤14个纬距时,



图3-31　南海热带气旋路径图

相互作用比较明显;北上热带气旋突然西折,发生在盛夏和秋季,但环流形势和引导气流不同。在盛夏主要考虑海上副高和大陆副高的强度、位置变化,而入秋以后的突然西折路径主要与冷空气活动有关。由于一般热带气旋不可能穿越其北侧斜压性很强的锋区,常受阻减速而后西折,因此,入秋后进入南海或在南海生成的热带气旋在向西北方向移动过程中,要注意冷空气的动向及其强度变化,尤其在中、低层引导气流不一致时,需要着重考虑低层气流引导作用。

八、船舶测算和避离热带气旋

1.热带气旋来临前的征兆

热带气旋来临前天象、物象和海象等方面的预兆,可以帮助我们判断航行海区附近是否有热带气旋活动,或提供附近已知热带气旋活动的最新动向,其中有些预兆具有很高的参考价值。

(1)云:当热带气旋外围接近时,天边出现辐辏状卷云(亦称为马尾云),并逐渐变厚、变密,辐辏状云中心的方向就是热带气旋所在的方向。随着热带气旋的移近逐渐出现了卷层云、高层云和层积云,低空伴有的灰黑色碎层云和碎积云随风急驰。在中纬度地区,高云一般是从偏西向偏东方向移动的。但是,当热带气旋西行时,高云随热带气旋自偏东向偏西方向移动。因此,如果看到高云移向反常时,可作为热带气旋来临前的征兆。

(2)天色:当距热带气旋中心约1 000 km时,有时会看到天空的颜色由正常的颜色转变成霞一般的颜色。这种变化不一定发生在早晚,因此不会与早、晚霞混淆起来。

(3)涌浪:热带气旋造成的巨大波浪,能向四周传播到很远的距离。其传播速度比热带气旋本身移速快3倍以上,因此,在热带气旋来临之前1~2天,涌浪将首先到达。如果无风来涌浪,说明远处可能有热带气旋(或其他风暴)存在。如天气谚语"无风起长浪,不久风雨狂",这里说的长浪就是涌浪。

(4)海响:在热带气旋到来前一两天,某些地方有时可以听到海响,像远处吹号角的声音一样。海响与平常风浪所引起的响声不同,它往往是在寂静时才能听到,持续时间较长,有时在2个地点同时发生。广东汕头一带就有"东吼叫,西吼应,台风来到鼻梁根"的说法。

(5)潮汐潮流异常：潮流流向变乱、流速变急，潮位急增或急降，涨潮落潮的时刻异常等现象，都有可能是热带气旋来临的征兆。

(6)风和气压：当热带气旋接近时，当地的盛行风会发生改变。在信风区域内，在小范围内发现东风风速比平均值大25%以上时，就应当提高警惕，尤其是在流线有气旋性弯曲的地方。以我国沿海为例，在南海沿岸西南风季节里，或是东海、黄海沿岸南风、东南风季节里，遇到东风或东北风出现并逐渐加强，表明可能有热带气旋来临。热带气旋到达前2～3天，气压总的趋势是下降的，但是还可以看出日变化。随着热带气旋的接近，气压明显下降，日变化消失。

需要特别注意，对于上述热带气旋预兆，应根据多种资料进行综合分析，切勿单凭其中某一条就简单下结论。

2. 热带气旋中心方位判定法

(1)观察云和涌

如前所述，热带气旋临近，但尚未受其环流影响时，就可以看到远处天边出现辐辏状卷云。这种云在水天线上的汇聚点方向指示热带气旋中心所在的方位；在外海，有规律的和不断增强的涌浪的方向，指示热带气旋中心（或其他风暴中心）所在的方位。

(2)根据风压定律

当船舶受到热带气旋环流的影响时，可根据船上观测到的真风向和真风速来判断热带气旋的中心方位。背真风向而立，以正前方为0°，在北半球，热带气旋在左前方45°～90°的方位；在南半球，热带气旋在右前方45°～90°的方位。当风力为6级以下，中心在45°左右；8级时，在67.5°；大于等于10级，在90°左右，如图3-32所示。

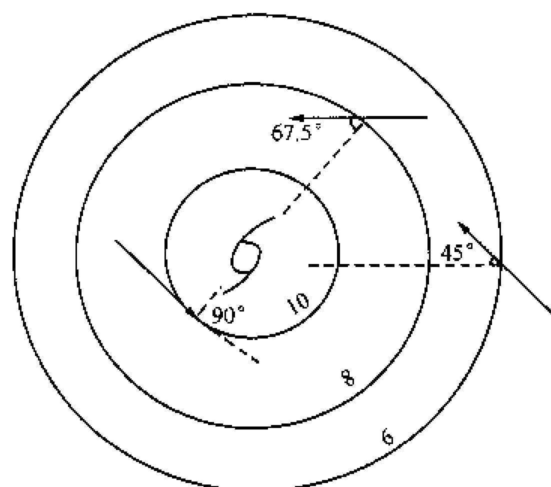


图3-32　根据风向、风力判断台风中心方位

3. 热带气旋的部位及判定

(1)热带气旋的部位划分

顺着热带气旋的移动方向往前看，把热带气旋分成2个半圆，分别称为右半圆和左半圆。在北半球，右半圆称为危险半圆，左半圆称为可航半圆；在南半球则相反，右半圆称为可航半圆，左半圆称为危险半圆。在北半球右前象限又称为危险象限，在南半球左前象限称为危险象限（见图3-33）。

北半球热带气旋的右半圆被称为危险半圆有以下理由：

①在北半球热带气旋中，风绕中心逆时针方向吹，右半圆各处的风向与热带气旋整体的移向接近一致，风速与热带气旋移速两者叠加，使风加大。特别是右半圆中心附近后部，由于风时和风程较长，波高最大。据统计，热带气旋最大波高出现在右后象限大约距中心20～50 n mile的地方；在左半圆，风向与热带气旋移向基本相反，矢量叠加的结果，风力被抵消一部分，风力相对较小。

②当船舶处于右半圆（尤其是右前象限）时，容易被吹进热带气旋中心的移动路线上，一旦被吹进中心，就不容易驶离。此外，北半球大多数热带气旋向右转走抛物线路径，一旦转向

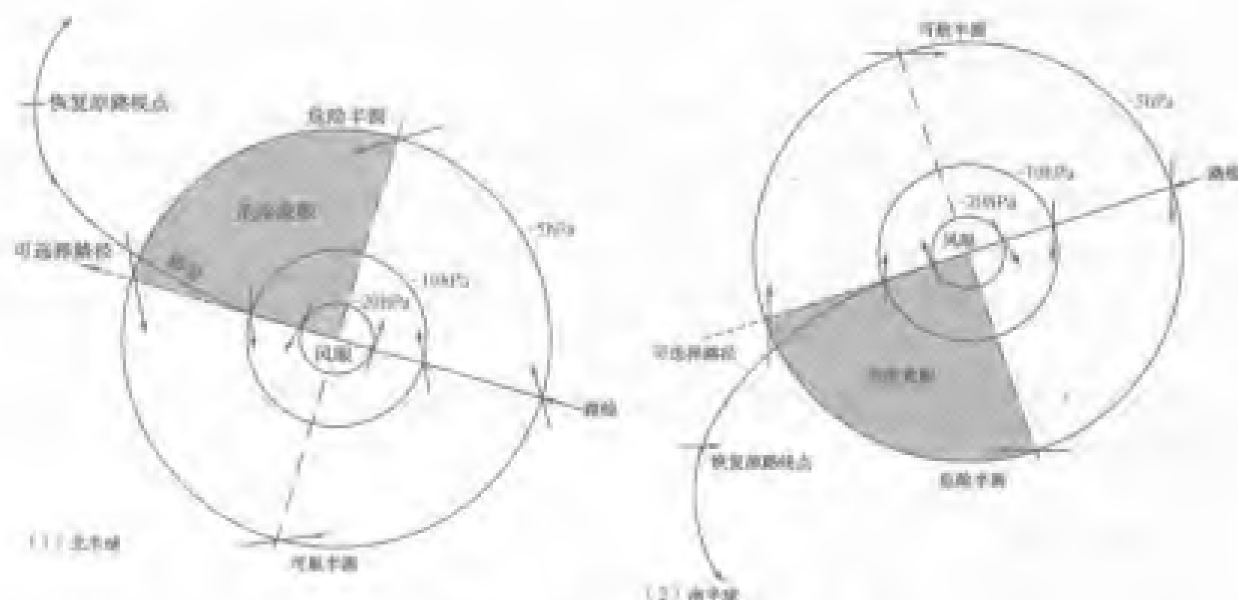


图 3-33　危险半圆和可航半圆

时，处在危险半圆的船舶被卷入热带气旋中心的危险性很大。

③北半球热带气旋的右半圆一般与副高相临，两个气压系统相互靠近，水平气压梯度加大，这也使右半圆的风力大于左半圆。

同理可知，在南半球左半圆为危险半圆，而右半圆为可航半圆。

这里必须注意的是，所谓危险半圆和可航半圆只是相对而言，实际上，在可航半圆航行时同样会遭遇狂风巨浪袭击，严重威胁船舶安全。

(2)热带气旋部位的判定

船舶一旦误入热带气旋影响区，必须首先根据能够得到的气象部门发布的热带气旋报告或警报，正确地判断船舶在热带气旋中所处的部位，然后再采取适当的航法尽快驶离。

在缺乏气象台发布的热带气旋中心位置和移动方向等情报的特殊情况下，可以利用本船现场观测的真风和气压随时间变化来判断船舶所处的热带气旋部位。

①判断左右半圆

如图 3-34 所示，处于滞航状态下的船舶每隔一段时间进行几次连续观测，不论南、北半球，当真风向随时间顺时针方向变化时，表明船舶处在热带气旋右半圆；当真风向逆时针方向变化时，表明船舶处在热带气旋左半圆。若真风向基本不变时，则表明船舶处在热带气旋的进路上。

②判断前后半圆

当船舶越接近热带气旋中心附近时，风力加大，气压降低。当风速随时间增大（或气压随时间降低）时，表明船舶处在前半圆；当风速随时间减小（或气压随时间上升）时，则表明船舶处在后半圆。

例如，在北半球，当风向顺转、风力增大（或气压下降）时，则可判定船舶处在危险象限（右前象限）。在南半球，当风向逆转、风力增大（或气压降低）时，则表明船舶处于危险象限（左前象限）。同理，可以判定出其他 3 个象限。当风向不变而风力增大或气压降低时，表明船舶在热带气旋中心进路正前方。若风向不变而风力减小（或气压上升），则表明船舶处在后半圆热

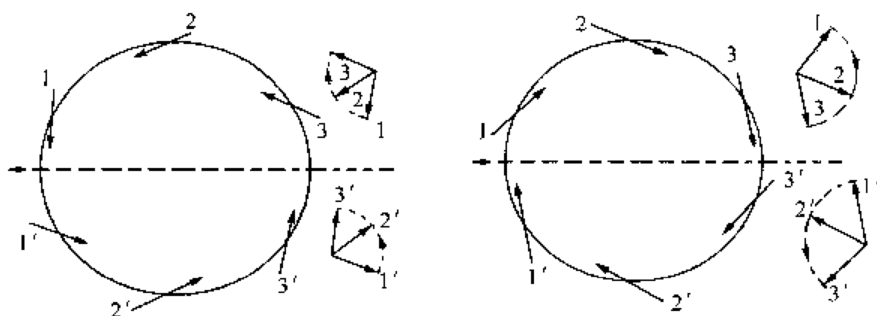


图 3-34　热带气旋南、北半球左、右半圆的风向变化规律

带气旋中心的尾迹上。

注意，当热带气旋转向时可能停滞不前，或原地打转，船舶观测的风和气压都不会有显著变化，上述方法是无效的。

当船舶离热带气旋中心非常近时，即使有气象台报告的热带气旋位置，由于热带气旋中心定位也存在一定误差，因此，这时也需要船舶利用现场观测资料，自行判断船舶所处的实际部位。

3. 热带气旋不同部位的航法

在北半球，若船舶误入危险半圆，应使右舷船首顶风全速驶离，保持风从右舷（南半球为左舷）10°～45°来，直到离开危险区域为止，如图 3-35（a）中 A 船（南半球为 C 船）虚线所示；若船舶位于可航半圆，则应以右舷（南半球为左舷）船尾受风脱离，保持受风角为 30°～40°，船舶相对于热带气旋的航迹如图 3-35（b）中 B 船（南半球为 D 船）虚线所示；

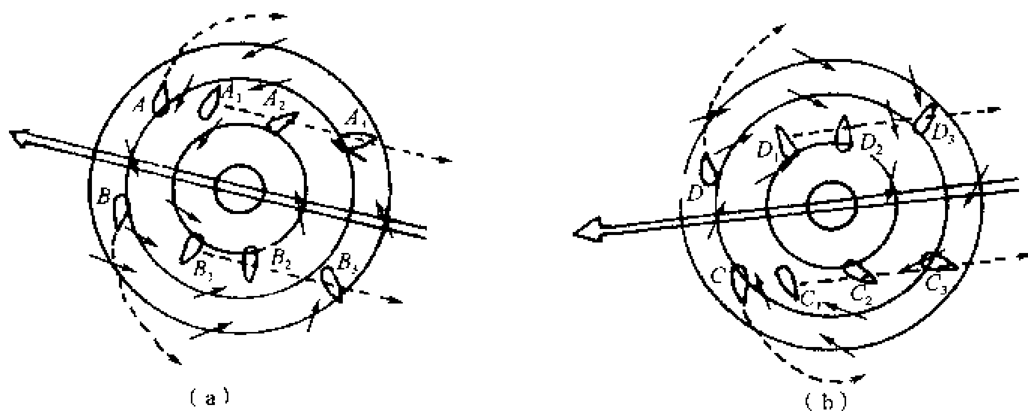


图 3-35　脱离热带气旋驾驶法示意图

若因风浪过猛或其他原因无法向前航行时，应采取滞航的办法来操纵船舶，这样，随着热带气旋的移动就会逐渐脱离其控制。

4. 船舶避离热带气旋的常用方法

（1）扇形避离法

根据天气报告可以得知热带气旋中心位置、移向、移速，再结合本船的船位、航向和航速，在海图上作扇形图，使船与热带气旋保持一定距离，这种方法称为扇形避离法。如图 3-36 所示，H_1，H_2，H_3，H_4 分别代表 0000，0600，1200 和 1800Z 的热带气旋中心位置，A，B，C，D 分别代表以上各时刻的船位。当 0000 时船舶位于 A 点时，根据天气报告得知热带气旋中心位于 H_1 点，根据热带气旋的预报移向和移速，以热带气旋中心 H_1 点为中心作扇形 1，其半径等于热带

气旋未来24 h移动距离，夹角从热带气旋未来移向线左右两侧各取30°～45°，这就得到船舶未来24 h内需要避离的危险扇形区，然后每隔6 h依次做出扇形2、扇形3和扇形4，直到船驶至E点完全脱离了热带气旋的威胁时，再恢复原航向。

采用扇形避离法应注意：

①只有在开阔海洋上航行的船舶可以应用，沿岸航行的船舶因为没有回旋的余地，不宜使用。

②扇形的半径也可考虑以8级大风圈作为半径，使船位最好距离热带气旋中心200 n mile以上，至少不要小于100 n mile。

③扇形夹角的大小，在低纬海区和热带气旋接近转向时一般可取80°～90°，在高纬海区，热带气旋转向后可取小些，一般取60°左右。

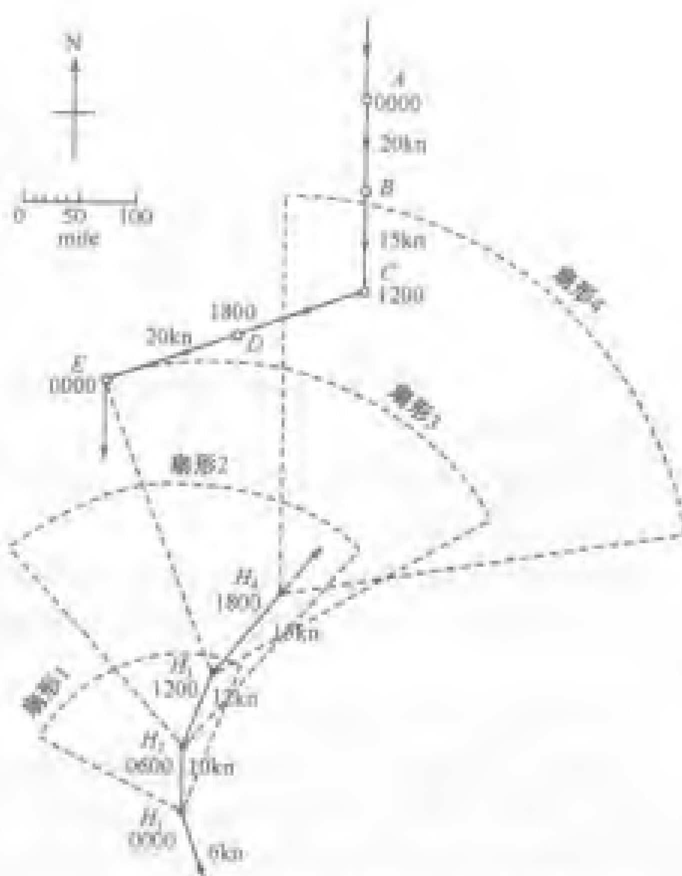


图3-36 作扇形图离热带气旋(北半球)

(2)避风锚地的选择

当热带气旋来临时，在近海航行的船舶应及时避离，选择封闭式或背风的港口避风。如果没有这种条件，则应将船驶向外海深水中，全力以赴准备抗御。切不可犹豫不决，停留在近岸浅水海域或迎风港口中。

例如，著名的大连港开口朝东南方向，如果预报是偏北风，可在内锚地避风。但如果预报将吹偏南风，则应及时将船舶从内锚地调往外锚地。

(3)避离热带气旋与温带气旋方法的比较

图3-37是取13个中心气压接近950 hPa的冬季太平洋强温带气旋及25个太平洋热带气旋的平均值，得出的风速分布曲线和气压分布曲线。

由图可以看出，热带气旋与温带气旋大风具有不同分布特征。环绕热带气旋眼区存在一个能量(动能)高度集中的特大风区，其最大风速大于温带气旋。但热带气旋8级以上的大风范围远小于温带气旋。

因此，航行在大洋上的船舶对待热带气旋和温带气旋这两种风暴系统要采取不同的对策和措施。例如，对热带气旋一定要避离或绕航，与热带气旋中心保持一定的距离，绝对不能穿越中心航行。而温带气旋影响范围广大，跨洋航行时采用绕航的方法则不可取，必要时完全可以穿越其中心区域，因为温带气旋的最大风浪区位于中心的西南偏南部位。

九、热带气旋与温带气旋的比较

与温带气旋相比，热带气旋主要有以下一些特别之处：

发生源地：热带气旋发生在热带高温、高湿的洋面上，而温带气旋发生在中高纬大陆和海洋上；

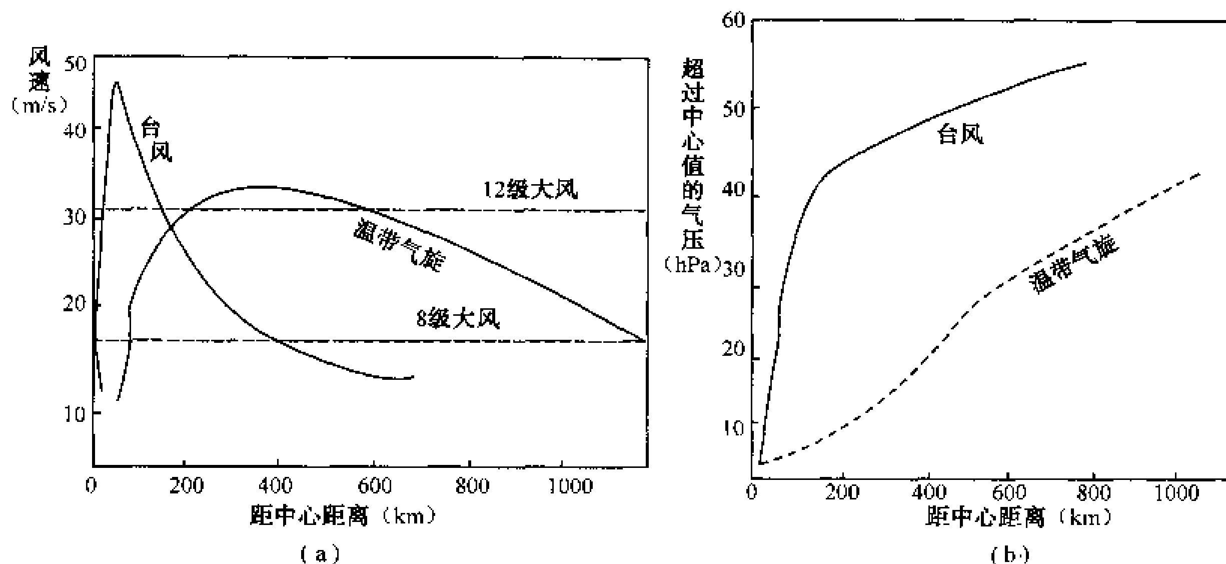


图 3-37　热带风旋与温带气旋的比较

移动路径：热带气旋的移动路径不像温带气旋那样一般自西向东移动，而是在热带洋面上一般自东向西偏向高纬度移动；转向后进入西风带，则自西向东且偏向高纬移动；

气压场：在热带气旋范围内，等压线近似是圆形的，对于中心基本上是对称的，靠近中心时，气压下降得特别快，完全不同于温带气旋的扁圆形等压线和气压缓慢下降的情形；

风暴眼：在发展强烈的热带气旋中心，有一个直径 10 ~ 60 km 的眼区，在这里，风力很小、天气晴朗少云，完全不同于风暴眼区外面的狂风暴雨、电闪雷鸣的涡旋区，这一点是温带气旋所没有或很少有的现象；

风速：热带气旋近中心附近风速很大，而且是对称分布，自外向内增强很快；

地方性：不同地区热带气旋的发生频数和路径都有很大区别；

降水：热带气旋的降水量十分惊人，温带气旋完全不可与之相比。

十、热带气旋的预报

热带气旋预报的主要内容包括热带气旋的发生发展、强度变化、移动路径及所造成的风、雨、潮三大灾害情况的预报。

在热带气旋发生发展的研究方面，气象学家提出了多种理论，并根据这些理论开发研究了许多可供预报业务应用的模式和参数，但到目前为止，热带气旋发生发展的预报仍然是个难题。

热带气旋的强度变化预报难度很大，尽管各国气象学家对此极为关注，也付出过很多心血，但至今进展十分缓慢，在实际业务中主要使用统计预报模式。日本和美国采用数值预报方法预报热带气旋强度变化的业务，但效果不理想。

我国由国家气象局正式对外发布热带气旋强度预报。目前 24 h 和 48 h 的中心附近最大风速预报的平均误差为 4 ~7 m/s 和 6 ~10 m/s。

此外国家气象局还发布热带气旋发展趋势的预报。若预报热带气旋未来将加强、维持或减弱，而实际情况也是如此，则认为预报趋势与实况一致。用预报趋势与实况一致的次数除以中的预报次数，即可得到预测趋势一致率。目前中国的预测趋势一致率为 70% ~80%。

热带气旋造成的狂风、暴雨、巨浪、暴潮，常会造成人民生命财产的重大损失，但其强度预

报和影响范围，即所谓"落区"的预报等，受到的影响因素甚多，预报的难度很大。

热带气旋移动路径预报是做好上述风、雨、浪、潮等灾害天气预报的重要基础和依据，与此相关的热带气旋登陆点预报，就一直是各级政府决策部门最为关注的问题，也是各气象部门研究的重点。但遗憾的是，到目前为止，热带气旋路径的预报仍有较大误差，不同国家和地区气象台所作的热带气旋路径预报也不尽相同。表3-8为中、日、美三国2004年热带气旋移动路径预报的误差情况。

表3-8　各国2004年综合预报距离误差

国家	24 h 预报距离误差(km)			48 h 预报距离误差(km)		
	平均误差	最大误差	最小误差	平均误差	最大误差	最小误差
中国	137.7	548.7	0.0	251.5	1 139.4	10.1
日本	125.9	453.5	0.0	245.1	1 180.1	0.0
JTWC	121.6	612.2	0.0	216.2	904.5	0.0

近年来，中、日、美三国热带气旋平均距离预报误差基本稳定。24 h 预报误差基本在100 km至140 km的水平上；48 h 预报误差一般在180 km至250 km范围内（见表3-9）。

表3-9　各国近年预报平均距离误差情况

国家	24 h 预报距离误差(km)			48 h 预报距离误差(km)		
	2002年	2003年	2004年	2002年	2003年	2004年
中国	130.5	129.1	137.7	222.8	213.7	251.5
日本	126.9	113.6	125.9	218.2	227.8	245.1
JTWC	107.7	100.6	121.6	182.5	186.1	216.2

在实际应用过程中，气象部门一般给出一个带有一定误差概率的预报圆，决策部门可根据具体的要求和任务的性质，选择适当的绕避热带气旋方案。

思考题

1. 简述西北太平洋和大西洋热带气旋的分类名称、等级和命名原则。
2. 简述典型热带气旋的天气结构模式。
3. 简述热带气旋形成的必要条件。
4. 简述影响热带气旋移动的因子和天气系统。
5. 说明西北太平洋热带气旋的主要移动路径。
6. 为什么北(南)半球热带气旋的右(左)半圆为危险半圆？右(左)前象限为危险象限？
7. 船舶如何根据风向、风速和气压的变化判断船舶所处的部位？
8. 简述南、北半球船舶驶离热带气旋的方法。
9. 试比较锋面气旋与热带气旋的异同。

第六节　西风带高空天气系统

中高纬度的对流层上空盛行着波状西风气流，而西风气流往往表现为纬向环流和经向环流的相互转换。纬向环流型，即西风带上环流比较平直，并在平直的西风带上多小槽、小脊，很

少有大槽、大脊。经向环流型，即西风带上发展出深槽大脊，能引起强烈冷、暖空气活动。因此，西风带的波动大体上分为两类：一是波长比较长的长波；二是叠加在长波上的波长比较短的短波。在长波、短波发展演变过程中，有时形成闭合的高压和低压。这些长波、短波和闭合高压、低压系统不仅相互联系，而且可以相互转化，共同构成了中高纬度高空的主要天气系统。

一、大气长波

大气长波是指波长较长、波幅较大、移动较慢、维持时间较长的波动。其波长一般在 5 000 ~7 000 km，围绕着中高纬的纬圈可出现 3 ~6 个长波，而经常维持着 4 ~5 个长波。长波振幅大多在 10 ~20 个纬距以上。长波自西向东移动，移速较慢，通常 1 天不超过 10 个经度，有时呈准静止状态，有时也表现出不连续的向后"倒退"现象。长波维持的时间一般 3 ~5 天以上。

图 3-38 为北半球 500 hPa 平均高度场，由于高空大气运动满足地转平衡，因此，中高纬度的平均环流是环绕纬圈的西风气流。冬季，中高纬度西风气流强，位置偏南，环绕纬圈有三个长波大槽、三个长波脊，而且槽脊的位置和强度基本稳定。夏季，中高纬度西风气流弱，位置偏北，环绕纬圈原有的三个长波大槽已变为四个比较浅的长波槽。

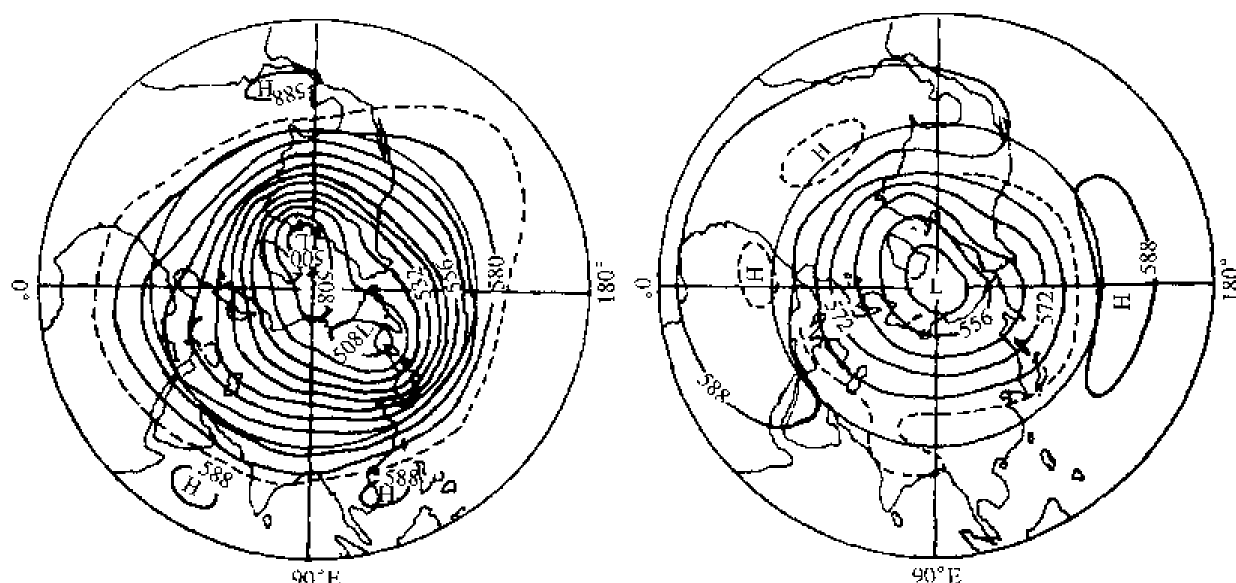


图 3-38 北半球 500 hPa 平均高度场

由此可见，在高空图上长波对应等高线的波状型，等温线也呈波状，通常等温线的位相稍稍落后于等高线，具有冷槽、暖脊的温压场结构。槽前是暖平流，槽后是冷平流。槽前对应着大范围辐合上升运动和云雨区，槽后对应着大范围辐散下沉运动区和晴朗天气。长波的强度随高度增加，到对流层顶处达到最强。

长波槽和脊的活动不仅是维持大气环流的一种重要机制，而且是中高纬度短波槽脊系统产生和发展的背景条件。短波往往叠加在长波之中，并在长波中穿行。当温度场与气压场配置适当时（槽后有冷平流，脊后有暖平流），短波可以逐渐发展成长波。反之，长波也可减弱并分裂成短波。前者使长波波数增加，后者使长波波数减少，由此产生"长波调整"的概念。长波调整与长波稳定相对立，长波稳定时，大型西风环流稳定少变，天气过程按一定型式演变，制作天气预报准确率高；而长波调整时，天气过程发生剧烈变化，容易导致预报失误。因此，长波的稳定和调整往往引起天气系统的变化，甚至造成环流形势的转换。

二、阻塞高压和切断低压

阻塞高压和切断低压是大气长波在发展过程中槽脊加强、振幅加大演变而成的闭合系统，是中高纬度高空的重要天气系统。

1. 阻塞高压

当高空长波脊不断北伸，暖脊与南方暖空气的联系被冷空气切断，在脊的北边形成闭合的暖高压中心，称为阻塞高压（见图3-39），简称阻高。阻高是温压场对称的深厚的暖性高压，它具有以下特征：①有闭合的高压中心，并位于50°N以北；②维持的平均时间为5～7天，有时可达20天以上；③沿纬向移动每天不超过7～8个经度，常呈准静止状态，有时甚至向西倒退；④在阻塞高压区域内，西风气流中断，在阻高西侧西风气流分为南北两支，绕过阻高重新会合，分支点与会合点之间的距离一般要大于40～50个经距。

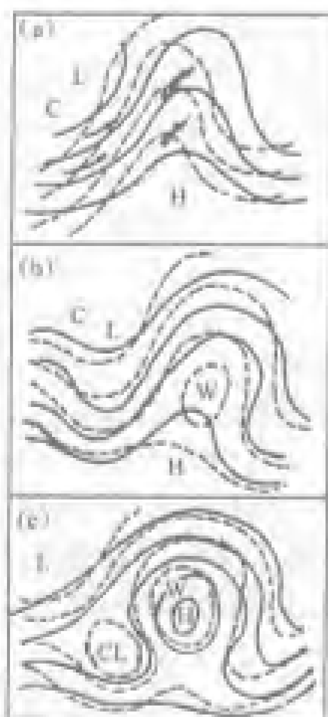


图3-39　阻塞高压形成

由于阻高占据范围很大，又稳定少动，因而它的出现和维持阻碍着西风气流和天气系统的东移，并常常引起西风气流分支和绕流现象。阻高发生在暖空气活跃，冷空气也较强的地区和季节，因而有明显的地区性和季节性。最常出现在北大西洋东北部和北太平洋东部的阿拉斯加地区，以春秋季最多。在乌拉尔山和鄂霍次克海地区也常有阻塞高压活动，其强度不大，但对中国的天气影响很大。当阻高稳定时，中国长江中下游多连阴雨天气；当其减弱崩溃时，常引起中国的强冷空气爆发。

阻高控制下的天气一般是晴朗的，但阻高的不同部位由于运行气流属性的差异，形成的天气有所不同。高压东部盛行偏北气流，有冷平流和下沉运动，天气以晴冷为主。西部盛行偏南气流，有暖平流和上升运动，天气较暖且多云雨。南北两侧多稳定的西风气流，并常伴有短波活动，天气时阴时晴。

研究阻高的活动特征与跨大洋航线选择的关系具有重要意义。例如，当太平洋北部（一般在白令海）维持一阻塞高压时，太平洋中部海域的低压路径偏南，伴随低压的大风浪区比往常的位置偏南。而纬度较高的白令海却风浪小、天气状况良好。因此，横渡北太平洋的西行船舶可考虑选择顺风顺浪的高纬度航线。

2. 切断低压

切断低压是西风带长波槽不断加深、南伸，直至槽南端冷空气被暖空气包围并与北方冷空气主体脱离而形成的闭合低压（如图3-40）。因此，切断低压的温压场结构是对称的冷性气压系统。切断低压和阻塞高压有时相伴生成，并位于阻高的东南或西南侧，与阻高共同构成了大气环流中阻塞形势。也有的切断低压单独出现，并没有显著的阻高存在，只西侧有一较强的高压脊或闭合高压。切断低压形成后，能维持2～3天或更长时间，它往往由于无冷空气继续补充而逐渐填塞、消失。

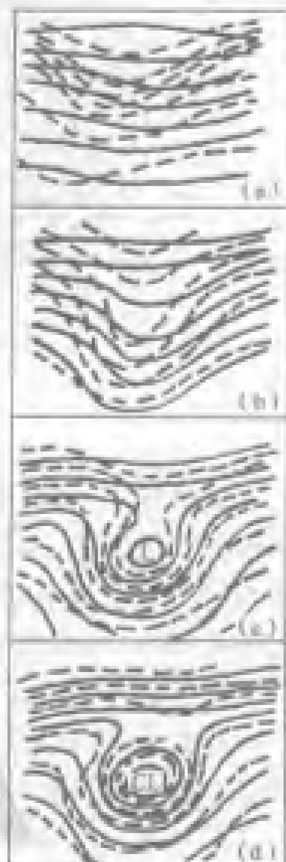


图3-40　切断低压形成

切断低压大多发生在冷、暖空气都比较活跃的季节和地区，以春、秋季较多，北美、西欧地区较

多,北太平洋、北大西洋以及亚洲大陆上空也有形成。我国东北地区春末夏初出现的切断低压,称"东北冷涡"。夏季的东北冷涡可造成该地区持续几天的降水天气,冬季则带来阵雪和严寒天气。

切断低压内的天气因部位不同而有差异。低压前部(东和东南侧)因低层有冷暖空气交汇,常有锋面气旋波动发生,有云雨天气出现。后部(西侧)因不断有冷空气南下,常有冷锋和切变线生成,有阵性降水出现。

三、极地涡旋

简称极涡,是极地高空冷性大型涡旋系统,是极区大气环流的组成部分,其位置、强度以及移动不仅对极区,而且对高纬地区的天气都有明显影响。

极地是地球的冷极,也是大气的冷源,因而在极地低空形成冷性高压,在极地上空则形成冷性低压。关于冷性低压(极涡)的形成过程和演变、活动规律,科学界了解得不多。根据资料统计,在北半球1月500 hPa等压面图上,极涡断裂为两个闭合中心,一个在格陵兰至加拿大之间,另一个在亚洲东北部,极地是一个槽区。7月北半球500 hPa等压面图上的极涡强度明显减弱,中心退至极点附近。极涡的位置和活动范围时有变化,尤其冬半年活动演变比较复杂,最长的活动过程可达35天。极涡闭合中心有时分裂为2个或3个,甚至3个以上,当偏离极地向南移动时,常导致锋区位置比平均情况偏南,寒潮活动增多、增强。据统计,在10个冬半年影响我国的171次寒潮中,有102次是亚洲上空出现持久极涡,其中6次强寒潮过程都与极涡在亚洲上空的位置明显偏南有关。

四、短波槽和切变线

1. 短波槽

短波槽是活动在对流层中层西风带上的短波。一年四季都有出现,以春季最为频繁。短波槽的波长大约1 000 km,自西向东移动。槽前盛行暖湿的西南气流,常成云致雨。槽后盛行干冷的西北气流,多晴冷天气。一次短波槽活动反映了不同纬度间冷、暖空气的一次交换过程,给中、高纬地区造成阴雨和大风天气。

短波槽一般都有高空温度槽相配合,当温度槽落后于高空槽时,低压槽线随高度升高逐渐向冷区倾斜(移动方向的相反方向),称后倾槽。后倾槽随着温度槽位置的前移,平流作用加强,槽将继续加深发展,槽前广阔范围内盛行辐合上升气流,如果水汽充沛,将产生稳定性云系和降水。当温度槽与高空槽相重合时,低压槽线垂直,称为垂直槽,这时高空槽发展到最盛阶段,天气也发展得最强盛。当温度槽超前时,高空槽线随高度升高向前倾斜,称前倾槽。前倾槽的槽后冷空气将置于槽前暖空气之上,导致低槽很快消失,产生不稳定云系和阵性降水。

活动在我国的高空短波槽有西北槽、青藏槽和印缅槽,它们大多从上游移来,很少产生于我国。在纬向环流比较平直时,短波槽一个接一个地东移,易造成阴、晴相间周期变化快的天气。

2. 切变线

切变线是指发生在850 hPa或700 hPa等压面上的风向或风速分布的不连续线。切变线两侧风向构成气旋式切变,但两侧的温度梯度却很小,这是切变线与锋的主要差别。根据切变线附近的风场形式一般划分为冷锋式切变线、暖锋式切变线和准静止锋式切变线三种类型,而且三者随着切变线两侧气流的强弱变化可以相互转化。切变线上的气流呈气旋式环流,水平气流辐合明显,利于上升气流发展,产生云雨天气。一般而言,冷锋式切变线以偏北风为主,水

汽含量少，移动速度快，降水时间不长，降水量不大。暖锋式切变线上气旋性环流强，偏南风含有水汽多，云层厚，降水时间较长，降水量较多，有时还形成雷阵雨和阵性大风。准静止锋式切变线上虽然风向切变很强，但气流辐合较弱，云层相对较薄，降水时间较长，但降水量不大。

切变线在一年中各个季节都可能出现，但以冷、暖空气频繁活动的晚春、初夏为多。我国的江淮切变线就是春末夏初重要的降水天气系统。在高空风场上，切变线北侧一般为偏东风，南侧为偏西风，具有明显的气旋性切变。在气压场上，切变线位于小高压和西太平洋副热带高压伸向我国东南沿海脊之间的弱槽内。在地面天气图上，切变线对应一条东西走向的静止锋。这一系统正是造成江淮流域至日本一带"梅雨"天气的主要系统。

五、青藏高压

青藏高压是夏季出现在青藏高原上空对流层顶部的大型暖高压系统，又称南亚高压。它主要是由于高原的加热作用形成的，因而其结构、性质和形成过程都与海洋上的副热带高压有很大差异。它在500 hPa以下是热低压，在500 hPa以上的高空才表现为高压，而且越向高空高压强度越大，到200～100 hPa高度强度最大，成为北半球上空强大的高压体。其中心区有上升气流，多对流活动，是我国夏季雷暴发生最多的地区。青藏高压的水平尺度达几千千米以上，属超长波系统。高压中心常作东西向摆动，当其向东摆动并与西太平洋副高脊叠加时，可使西太平洋副高加强，导致其西伸或北跳。北半球海洋上副热带高压的强度之所以夏季强于冬季是同青藏高压的存在及其作用有密切关系。青藏高压的中心位置和它在我国东部的脊线位置对长江中、下游梅雨异常也有影响。

思考题

1. 简述北半球500 hPa平均高度场冬夏季长波槽脊分布。
2. 简述阻塞高压和切断低压的概念及其天气特征。
3. 试比较切变线与短波槽的异同。

第七节　热带辐合带、东风波、热带云团

气象上的热带是指南、北半球副热带高压脊线之间的地带。由于副热带高压脊线随季节有南北移动，因而热带的边缘位置和范围也有季节性变动，通常把南、北纬30°以内的地区称为热带，这一地区约占全球面积的一半，绝大部分是海洋，是地球上热量的净得区，大气低层经常处于高温、高湿和条件不稳定状态。同时，热带地区又是气流辐合、上升带。这样的热力和动力条件有利于对流云系旺盛发展和对流云系聚集成巨大云团，是强烈天气系统发生、活动的背景和条件。典型的热带天气系统除热带气旋外，还有热带辐合带、东风波、热带云团等天气系统。

一、热带辐合带

1. 概述

热带辐合带（Intertropical Convergence Zone，ITCZ）是南、北半球信风气流汇合形成的狭窄气流辐合带，又称赤道辐合带。由于辐合带区的气压值比附近地区低，也称赤道低压带或赤道槽。热带辐合带环绕地球呈不连续带状分布，是热带地区重要的大型天气系统之一，其生消、强弱、移动和变化，对热带地区长、中、短期天气变化影响很大。

热带辐合带按其气流辐合的特性分为两种类型:一种是在北半球夏季,由东北信风与赤道西风相遇形成的气流辐合带,因为这种辐合带活动于季风区,称季风辐合带;另一种是南、北半球信风直接交汇形成的辐合带,称信风辐合带,见图 3-41。

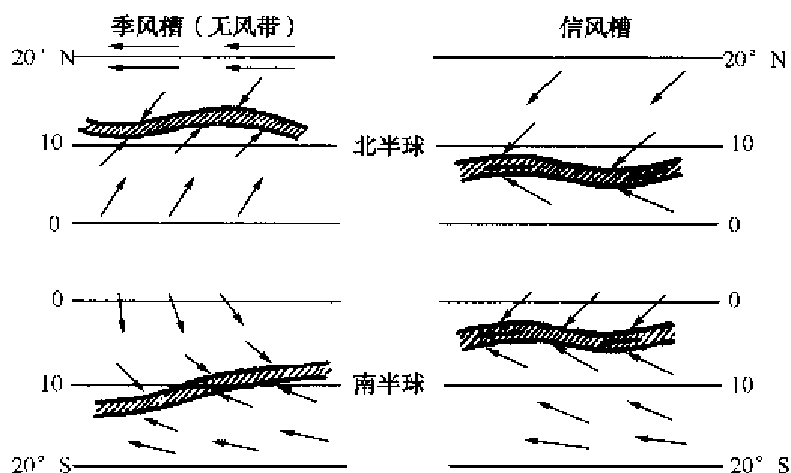


图 3-41 热带辐合带两种风场结构模式

热带辐合带的位置随季节而有南北移动,但在各地区移动的幅度并不相等。主要活动于东太平洋、大西洋和西非的热带辐合带属于信风辐合带,移动幅度较小,而且一年中大部分时间位于北半球;而活动在东非、亚洲、澳大利亚的热带辐合带属于季风辐合带,季节位移较大,冬季位于南半球,夏季又移至北半球,而且有的年份中在 10 月南、北半球各出现一个季风辐合带(双重热带辐合带),这种季节变化是同活动地区的海陆分布和地形特征密切相关的。

热带辐合带一般只存在于对流层的中、下层。季风辐合带的轴线随高度向南或西南倾斜,这是因为赤道西风带在大多数情况下出现在 500 hPa 层以下的缘故。而位于海洋上的信风辐合带,由于相交汇的两支气流之间几乎没有温度和湿度的差异,以及临近赤道附近地转作用的消失,结果辐合带在不同高度上几乎是重合的。

热带辐合带是热带地区热量、水汽最集中的地区,也是热带扰动发生的主要源地。据统计,西太平洋地区约 85% 的热带气旋是由辐合带上的扰动发展起来的。盛夏,热带辐合带可北进到我国华南地区,直接造成该地区强烈的对流性天气。

2. 热带辐合带的结构和天气

热带辐合带是由很多大小不同的对流云团组成的。云团与云团之间夹有大小不一的晴空区或少云区。在赤道附近,信风边界层的湿空气摩擦辐合,在辐合带上,空气对流上升形成积雨云。在一定条件下,这些积雨云组成对流云团,形成大范围的上升运动。在对流云团中,天气非常活跃,常有雷暴、降雨出现。在中尺度对流云群的边缘,常有飑线活动,风力可达8 ~9 级。

通常,在同一条辐合带上,天气存在很大差别。如图 3-42 所示,热带辐合带在卫星云图上表现为一条近于连续的对流云带,有时云区和晴空相间分布,有时云区十分宽广,东西可延伸数千千米。从流场上看,这些云团又往往与各种尺度的热带扰动互相联系着。大范围降水和强烈的对流天气一般出现在辐合最强或气旋式环流最强的地方。

热带辐合带对我国华南和南海一带天气影响很大,盛夏降水往往与热带辐合带活动直接相联系。当它活跃在南海时,常有热带低压或南海热带气旋发生发展。

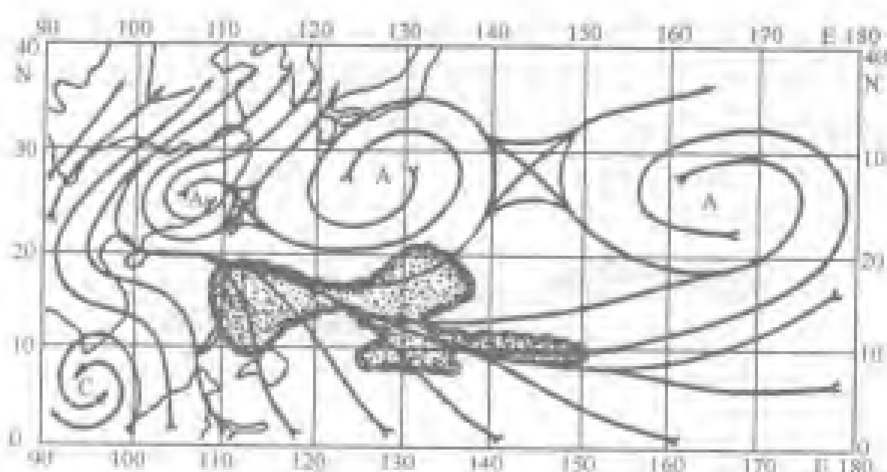


图 3-42　信风型热带辐合带实例

二、东风波

东风波是副高的低纬一侧深厚东风气流受扰动而产生的波动。波动的波长一般是 1 000 ~ 1 500 km，长的达 4 000 ~ 5 000 km，伸展的高度一般为 6 ~ 7 km，有的达对流层顶。最大强度出现在 700 ~ 500 hPa 之间，周期 3 ~ 7 天，移速约 20 ~ 25 km/h。

东风波一般表现为东北风与东南风之间的切变，其结构因地区而有不同。在西大西洋加勒比海地区，东风波呈倒 V 型模式(见图 3-43)，波轴随高度向东倾斜，槽前吹东北风，槽后吹东南风，槽前为辐散下沉气流区，湿层较薄，只生成一些小块积云或晴朗无云，槽后为辐合上升气流区，有大量水汽向上输送，湿层较厚，形成云雨。这种模式的形成是因为这里对流层中低层的偏东风风速是随高度减小的。

西太平洋东风波大多产生于西太平洋东部地区，平均波长约 2 000 km，移速约 25 ~ 30 km/h。由于西太平洋东部地区的低空为东风，高空常为西风，以致东风波波轴向东倾斜，云雨天气发生在槽后气流辐合上升区。当东风波移到西太平洋西部和南海地区时，因为低层经常有赤道西风，5 km 以上才是东风，因而东风波向上可伸到对流层中上层，在 400 ~ 200 hPa 间最清楚，而且东风波风速随高度增大，其波轴逐渐变为向西倾斜，结果槽前气流辐合上升，湿层厚，多云雨天气，槽后气流辐散下沉，湿层浅，多晴好天气。西太平洋西部的东风波往往影响到我国华南、长江中下游和东亚地区，带来大雨和大风天气，发展较强的东风波可能出现闭合环流，使气压降低，中心风力增大和降水加强。东风波在适当条件下还可以发展成热带气旋。

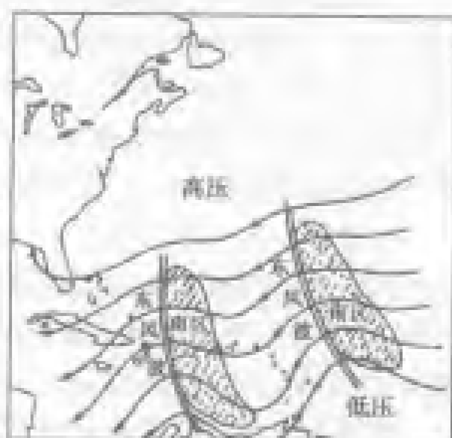


图 3-43　西大西洋东风波

三、热带云团

从卫星云图上发现，热带地区存在着大量深厚的由对流云组成的直径在 100 ~ 1 000 km 范围内的云区，称为云团。在天气图上很难分析出与云团相对应的天气系统，但东风波、热带气旋等天气系统大多是在云团基础上发展起来的。云团经过地区常常发生大风和暴雨。

云团根据其尺度、产生的地区分为三种类型：(1) 季风云团，因同西南季风活动相联系而得名，是地球上规模最大的云团。其南北宽达 10 个纬距，东西长 20 ~ 40 个纬距，主要发生在

热带的印度洋和东南亚地区。冬季一般云团位于5°N ~10°N,6月中旬开始随季风向北推进,8月份到达20°N~30°N。云团中常产生季风低压,有时可发展成孟加拉湾风暴,形成特大暴雨。(2)普通云团,常发生在海洋上的热带辐合带中,尺度在4个纬距以上,常常是热带气旋、东风波等天气系统最初始的胚胎。这种云团对我国华南、华东等沿海地区有较大影响,能形成暴雨天气。(3)小尺度云团(爆玉米花状云团),是由一些水平尺度为50 km×50 km的积雨云群组成,而每个积雨云群又由约10个积雨云单体组成,多发生在南美大陆的热带地区和我国西藏南部地区,有明显的日变化。

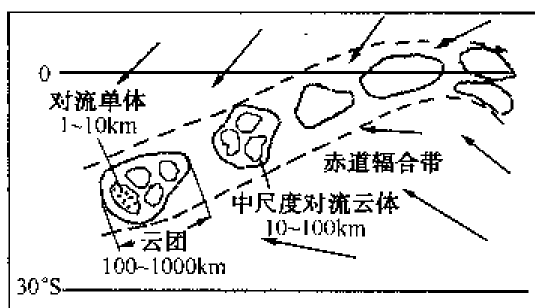


图3-44 热带辐合带的云系结构模式

图3-44为热带云团结构的热带辐合带云系模式,热带云团是由中尺度(10~100 km)对流云体组成的,生命期从数小时到一天;每个中尺度对流云体,又由尺度在1~10 km的对流云单体群所构成,生命期30 min到数小时。中、小对流云系在随盛行风移动过程中,常常在上风侧形成,到下风侧消亡,不断新陈代谢,但在温度较高的海面上常保持不动,有时还发生云系积聚,出现暴雨。

思考练习题

1. 简述热带辐合带的概念及其主要天气特征。
2. 简述东风波的概念及其主要天气特征。
3. 简述热带云团的结构特征。

第八节 中小尺度天气系统

前面介绍的气团、锋、温带气旋、冷高压、副热带高压、热带气旋等都是大尺度天气系统,它们的水平尺度一般都在一千至几千千米,生命期常达一天到几天以上。在暖季,当大气层结不稳定、水汽充沛、并有足够对流冲击力的条件下,大气中对流运动得到强烈发展,形成中、小尺度的对流性天气系统,如雷暴、龙卷、飑线、冰雹等。这些天气系统不仅尺度小、生命期短,而且气象要素水平梯度很大、天气现象剧烈,具有很大破坏力,往往是一种灾害性天气系统。

一、雷暴

雷暴是指旺盛积雨云中所发生的闪电、雷鸣和强阵雨的局地风暴。没有降水的闪电、雷鸣现象,称干雷暴。通常把只伴有阵雨的雷暴称一般雷暴,把伴有暴雨、大风、冰雹、龙卷等严重灾害性天气现象之一者,称强雷暴。雷暴过境时,气象要素和天气现象会发生剧烈变化,伴有暴雨、阵性大风、冰雹、龙卷等严重灾害性天气。

1. 雷暴的生命史

产生雷暴的积雨云叫做雷暴云或雷暴单体。一次雷暴过程并不只是一块雷暴云,而往往是由几个或更多个处于不同发展阶段的雷暴单体所组成。这些雷暴单体虽然处于同一个雷暴云中,而每个单体都具有独立的云内环流,其生命史大致可分为发展、成熟和消散3个阶段。每个阶段约持续十几分钟至半小时左右。

(1)发展阶段

发展阶段即积云阶段。主要特征是上升气流贯穿整个云体。地面风一般较弱，低层有向云区的辐合气流，促使上升运动发展。

(2)成熟阶段

成熟阶段的特征是云中出现降水以及降水拖曳的下沉气流。由于云中上升气流不断发展，雨滴不断增大，当雨滴增大到上升气流托不住时，就开始降水，并伴有放电现象，出现闪电和雷鸣。由于降水物的拖曳作用而在其后部出现下沉气流，从而导致地面出现阵性大风。

(3)消散阶段

这阶段的主要特征是云中以下沉气流为主。当雷暴云减弱消散时，伴随下沉气流，其他天气现象也逐渐减弱。

2. 雷暴的天气特征

雷暴属于小尺度强对流性天气系统，其水平范围只有几十米至十几千米，生命期只有几分钟至几小时。雷暴过境时，气象要素发生剧烈变化，如气压猛升，风向急转，风速大增，气温突降，雷鸣闪电，倾盆大雨。强烈的雷暴甚至带来冰雹、龙卷等严重灾害。

3. 引发雷暴的对流特征

(1)热力对流引起的雷暴

陆地在夏季午后受太阳辐射强烈加热，常在近地面层形成绝对不稳定层结，引起局地热对流，形成的雷暴称为热雷暴。由于热力对流的强度和高度都比较小，所以它形成的雷暴强度不大，历时短暂，很少移动，产生的天气也不严重。陆地热雷暴主要发生在午后，海上热雷暴大多发生在后半夜或凌晨前后。

(2)动力抬升作用引起的雷暴

形成雷暴的动力抬升作用一般包括以下3类：

①锋面抬升：锋面的移动迫使暖湿不稳定空气沿锋面抬升，从而发展成对流天气，尤其是加速移动的强冷锋，其锋面坡度大，抬升作用强，造成强烈对流，发展成雷暴。如果锋区上空有高空槽等系统配合，可发展成强雷暴。锋面动力抬升形成的雷暴，一般影响范围大，维持时间长，产生的坏天气比较严重。

②低层气流辐合抬升：一些出现在低空的天气系统，如低压槽、切变线、热带气旋等，会引起低层气流水平辐合，触发对流发展，形成雷暴。当低层气流辐合场上空有辐散场叠置，而且高空辐散量大于低层辐合量时，低层辐合量不断增多，能导致强烈对流发展，形成强雷暴。

③地形抬升：当低层层结不稳定的气流遇到山地时，受地形的动力抬升作用，促使对流发展，产生雷暴。

4. 雷暴的活动特征

雷暴活动具有一定的地区性和季节性。据统计，低纬度雷暴出现的次数多于中纬度，中纬度又多于高纬度。这是由于低纬度空气终年处于高温、高湿的不稳定状态，容易形成雷暴。中纬度夏半年，近地层大气增温、增湿，大气层结不稳定度增大，同时经常有天气系统活动，雷暴次数也较多。高纬度气温低、湿度小，大气层结比较稳定，雷暴很少出现。就同纬度来说，雷暴出现次数，一般是山地多于平原，内陆多于沿海。一年中雷暴出现最多的是夏季，春秋次之，冬季除暖湿地区外，极少出现。

雷暴移动受地理条件影响很大。在山区受山地阻挡，雷暴常沿山脉移动，如果山地不高，

发展强盛的雷暴可越山而过。在海岸、江河、湖泊地区，白天因水面温度较低，常有局部下沉气流产生，致使雷暴强度减弱甚至消失，而一些较弱雷暴往往不能越过水面而沿岸移动，但在夜间，雷暴可能增强。

二、飑线

飑线是带状雷暴群所构成的风向、风速突变的狭窄的强对流天气带。雷暴云的发展常常不是孤立的单体，而是对流云群。在适当的条件作用下，对流云群呈带状排列，形成带状分布的雷暴或积雨云带天气——飑线天气。飑线过境时，风向突变、风速急增、气压骤升、气温剧降，同时伴有雷暴、暴雨，甚至冰雹、龙卷等大气现象。因而飑线是一种破坏力很强的严重灾害性天气。

1. 飑线的一般特征

(1)飑线属于中尺度对流型天气系统。飑线的水平长度由几十千米到几百千米，一般为150～300 km。宽度从1千米到几千米，最宽几十千米。垂直范围只有3 km左右。维持时间多为4～18 h，短的只有几十分钟。

(2)飑线过境伴随雷暴高压。在飑线前为低压区，常可分析出闭合的中尺度低压系统，对应的温度场是暖区，为辐合气流。飑线后面是冷性的中尺度高压，称为雷暴高压，对应地面为辐散场，如图3-45所示。

(3)飑线附近等温线很密集，两侧的温度差大。飑线之前为暖区，飑线之后变为明显的冷区，看起来很像冷锋，有"伪冷锋"之称。

(4)飑线前后的风具有气旋性切变。飑线之前多为偏南风，飑线后急转为偏北、偏西风，飑线上有十分明显的风向辐合。飑线之后风速一般有20 m/s，有时可达40 m/s。

(5)飑线过境后则天气急剧变坏。图3-46是1974年6月17日南京测站所记录的一次飑线过境时气象要素剧变的情况。飑线在19时15分许经过南京测站，至20时，气压骤升8 hPa，温度剧降11 ℃，风速达38.9 m/s，在邻近县下了冰雹，最大冰雹直径10～11 cm，重量达0.6 kg。

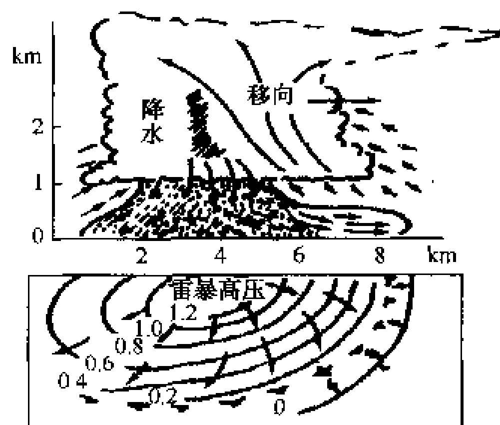


图3-45 雷暴云和雷暴高压

(6)飑线常见于暖湿热带气团中，但大多数产生在温带气旋冷锋前附近的暖区中。

从以上分析可见，飑线和冷锋有很多相似之处。但应该注意两者的概念是不同的。冷锋是两种不同性质气团的界面，是大尺度系统；而飑线是在气团内部生成和传播的，是中尺度系统；冷锋影响的范围比飑线大，但强度要弱得多；冷锋和飑线附近的要素场分布和要素场的变率在强度上也有很大差异。

2. 雷暴高压与雷雨大风

在成熟阶段的雷暴(包括锋面上的雷暴、飑线和局地强风暴)云的下方，一般都会出现一个冷性的中尺度高压，叫雷暴高压。

雷暴高压的形成机制，主要是雷暴云发展到成熟阶段，开始出现降水和下沉气流，由于下沉气流中水滴的蒸发作用，使下沉气流几乎保持饱和状态，所以下沉气流由上层到下层(包括

云底以下)，是按湿绝热增温的，升温率小，而上升气块在上升过程中，云下未饱和时，温度按干绝热下降，因而在云底以下直到地面，下沉空气的温度比四周要冷，在雷暴云的下方形成冷空气堆积，气压升高，这个高压就是雷暴高压(图3-45)。

雷暴高压的生成与雷暴云体的存在是相联系的。当雷暴云为对流单体时，其下方表现为一个雷暴高压，若对流系统为飑线时，在加密观测的地面中尺度天气图上，常常可以分析出几个雷暴高压。雷暴高压中心值约比四周的气压高出几个百帕。强的雷暴高压一般能维持6～12 h，其水平范围在几十到二三百千米。高压范围内，大都有雷雨，在整个降水过程中，雷暴高压总是随着主要的降水区而移动。

雷暴高压的形成常引起地面附近强烈的雷雨大风。当对流风暴云发展到强盛阶段以后，产生强大的下沉气流，这种强大的下沉气流到达地面后将转变为强的水平气流，当在距地面100 m的高度上，下沉气流为几米/秒时，在地面就可产生18 m/s以上的大风，从而造成灾害。这种在地面上或地面附近引起灾害性大风的向外暴流的局地强下降气流，称之为下击暴流(downburst)。下击暴流在近地面上引起的强风是直线风，即从雷暴母体云下的雷暴高压中，基本上呈直线型向外流动，它的水平尺度约为4～40 km。

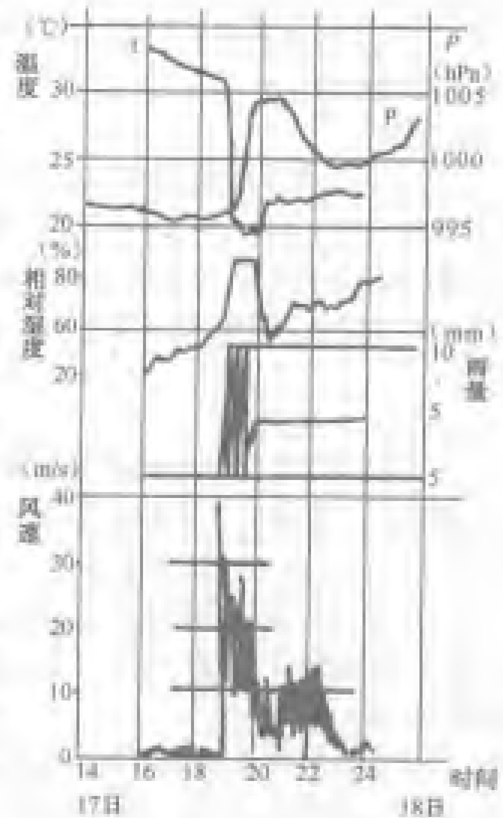
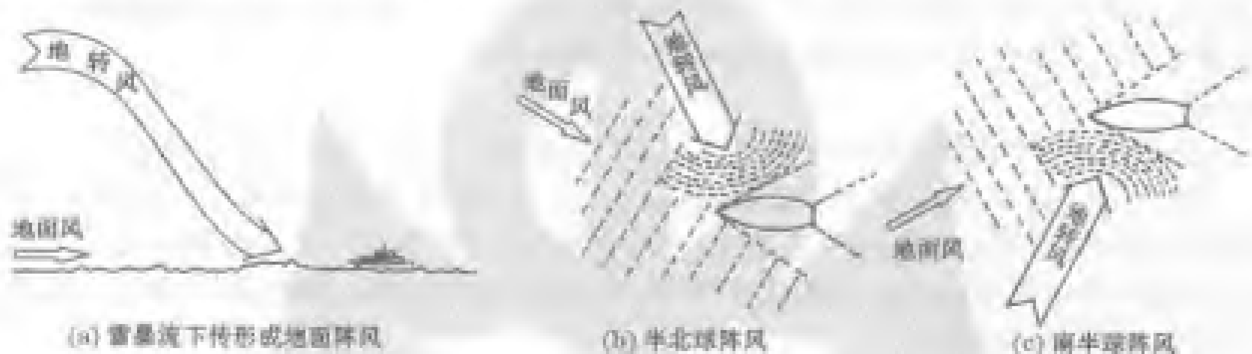


图3-46　飑线过测站气象要素剧变

有时，在被强风破坏的整个区域内，包含了两个或更多的下击暴流，它们可称为下击暴流群，其水平尺度为40～400 km。当一个强风暴系统移动数百千米时，它能产生一连串的下击暴流群，水平尺度可达1 400 km，故又称为下击暴流族。这种下击暴流群或下击暴流族，必然会给人类在更大的范围内带来严重的灾害。



(a) 雷暴流下传形成地面阵风　　(b) 北半球阵风　　(c) 南半球阵风

图3-47

下击暴流来自1 km以上的空中，那里的风通常比地面风大很多，当这股气流迅速下降时，保持原来的风向、风速降至地面，于是造成强烈阵风(gust)。阵风不但风速突增，而且风向也与地面盛行风向不同，大约偏离20°～30°，如图3-47所示。这种具有突发性的局地短时阵性

大风会危及船舶安全。除上述飑线之外，强风暴还包括超级单体和多单体风暴。

超级单体风暴云是具有单一的特大垂直环流的巨大强风暴系统，从环流来看，它是单一的实体，其水平尺度可达数十千米，是对流风暴中发展最强烈和最壮观的一类，它造成的天气也最强。在强烈超级单体风暴中，可以产生强烈的冰雹，这种风暴通常称为雹暴。超级单体风暴的一个明显特征是具有钩状雷达回波。超级单体是一种最强烈的局地风暴，但不常出现。

在大气中更常出现的一种强风暴叫多单体风暴。它们也是一种大而强的雷暴体，其中包含有几个单体，这些单体在风暴内横向排成一列，它们不断地在雷暴复合体的前侧发生、在后侧消亡，看起来风暴像一个整体运动。虽然每个单体的生命期不长，但通过上述单体的连续更替过程可以形成生命期很长的风暴体。

三、龙卷

龙卷是自积雨云底部伸出来的漏斗状的涡旋云柱，伸展到地面时引起的强烈旋风，称龙卷风。当有龙卷出现时，总有一个如同“象鼻子”一样的漏斗状的云柱自对流云的底部盘旋而下，有的能达到地面或水面，有的稍伸即隐或悬挂在空中。出现在陆地上的称为陆龙卷（tornado），出现在海面上的称为水龙卷（water spout）。

1. 龙卷的一般特征

（1）水平范围小。龙卷的水平尺度很小，近地层直径一般在几米到几百米，大的可达 1 km 左右。空中直径可达 3 ~ 4 km，最大可达 10 km。

（2）持续时间短。龙卷持续的时间很短，一般为几分钟至几十分钟。

（3）气压甚低。龙卷是一种强烈旋转的小涡旋，中心气压很低，一般比同高度四周低几十百帕。强龙卷中心附近的地面气压可降至 400 hPa 以下，极端情况可达 200 hPa。正是由于龙卷内部气压的剧降，造成了水汽的迅速凝结，龙卷才由不可见的空气涡旋变为可见的“象鼻”式漏斗状云柱。

（4）风力甚强。由于中心气压很低、气压梯度极大，引发出强大风速和上升速度。据估计，龙卷中心附近的风速达几十到 100 m/s，极端情况可达 150 m/s 以上，最大上升速度达几十至上百米每秒。其风速分布是：自中心向外增大，在距中心数十米的区域达到最大，再往外，风速便迅速减小。

（5）破坏力大。龙卷极强的上升和水平气流具有巨大破坏力，能摧毁建筑物并能将上百吨重物卷入空中。如 1956 年 9 月 24 日，上海出现一次强烈的龙卷，一座三层楼房被吹塌，一座钢筋水泥的四层楼房被削去一角，一个重达 110 t 的大油筒被从地上拔起，并抛出 120 m 远。龙卷的巨大破坏能力，是由龙卷中强大的风速和强大的内外气压差提供的，这两种作用把龙卷在行进途中所遇到的一切物体作力所能及的摧毁。同时被强风驱使而四处横飞的杂物、碎块像弹片一样打击其他物体。因此，经过龙卷的打击之后而不遭损坏的建筑和设施几乎是没有的。

（6）移动路径多为直线。龙卷的移动路径多为直线，移动速度平均为 15 m/s，最快的曾达 70 m/s。路径长度一般为 5 ~ 10 km，短的只有 300 m，个别长的可达 300 km。龙卷的漏斗状云柱一般是垂直向下的，但有时也因空中风比地面风大，它的上部会顺着气流方向倾斜。即象鼻云柱倾斜的方向，通常指示龙卷移动的方向。这可作为船舶避离龙卷时的参考。

2. 龙卷的形成

由于龙卷总是伴随强烈的对流云出现，因而龙卷形成的天气形势和条件与雷暴类似。但对于龙卷来说，由于对流现象更为强烈，它形成时所要求的大气层结不稳定性就更强。从湿度条件看，龙卷总是出现较强的干、湿舌交汇地区。

龙卷可在各种大气系统中出现。在气团、静止锋和热带气旋系统中伴随的龙卷，集中出现在7、8、9三个月，这与盛夏热对流盛行相吻合。冷锋系统中的龙卷分布较散，但相对集中在4、5、6三个月，这说明春季冷锋有较强的冲击力，同时湿度条件又已具备。飑线上的龙卷集中出现在3月和7月，这说明春夏两季的飑线都能产生龙卷。

从一天出现的时间来说，气团、静止锋上的龙卷集中出现在12～18时，说明与热力对流有密切的关系；冷锋、飑线和热带气旋中的龙卷，出现时间推迟到下午及夜间，说明龙卷发生的动力条件起着重要作用。

龙卷主要发生在中纬度（20°～50°）地区。美国是龙卷出现最多的国家，平均每年出现500次左右。澳大利亚，日本次之。我国也有龙卷活动，主要在华南、华东一带，以春季、夏初较为多见。

海上水龙卷发生时，海水在龙卷底部及周围受到扰动，浪柱或者瀑布状的浪花被抛起来。在热带和副热带，特别是墨西哥湾、地中海和孟加拉湾上空，水龙卷出现最频繁，它多半发生在夏天和初秋。我国南海西沙群岛一带，一年四季均可出现龙卷，尤以8、9月为最多。发生时间多在清晨6时前后，这是因为在清晨海洋上热力作用较强，对流云发展旺盛。

龙卷有时会成对出现，两个龙卷的旋转方向正好相反，一个是气旋式的，另一个反气旋式的（图3-48）。气旋式龙卷较为常见。

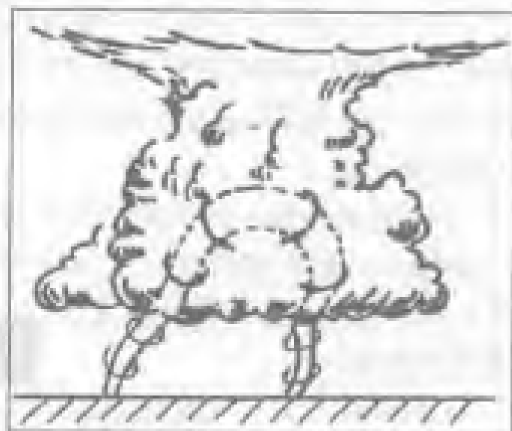


图3-48　双龙卷

对于龙卷形成的物理机制和演变过程，目前尚无成熟理论。一种说法认为龙卷生成与积雨云中强烈升降气流有关，另一种说法认为龙卷形成在两条飑线的交点上。

由以上介绍可知，与大尺度天气系统不同，中小尺度天气系统的基本特征主要是：水平尺度小，生命史短，气象要素的梯度大，运动属于非地转和非静力平衡。

思考题

1. 中、小尺度天气系统具备哪些主要特征？
2. 简述雷暴的活动特征。
3. 简述飑线的主要天气特征。
4. 简述龙卷风的一般特征。

第四章 天气图基础知识

在一张特制的地图上，填有各地区同一时刻观测的气象要素记录（用各种填图符号表示），能反映某一时刻、某一地区大气实况或天气形势的图，叫做天气图。根据不同的要求和目的，有各种类别的图，在实际工作中，往往把天气分析与预报中所使用的各种图，统称为天气图。

船舶可利用气象传真接收机接收所需海区不同气象台站发布的传真天气图，要想在传真天气图上准确地分析各海区的天气情况，必须了解天气图的基本知识，掌握天气系统演变发展的规律，指导船舶安全经济航行。

第一节 天气图的一般知识

天气图是指填有各地同一时间气象要素的特制地图。在天气图底图上，印有各城市、测站的位置以及主要的河流、湖泊、山脉等地理标志，将各气象观测站测得的气象要素按规定格式填写在相应位置上。气象科技人员根据天气分析原理和方法分析天气图，从而揭示主要的天气系统、天气过程的分布特征和相互关系。天气图是目前气象部门分析和预报天气的一种重要工具。

一、天气图底图投影方式

天气图底图是用来填写各测站气象观测资料而特制的空白地图。底图的范围和比例尺的大小主要根据天气分析内容、预报时效、季节和地区而定。常用的天气图底图有：南、北半球天气图，中纬度区域天气图，热带低纬地区天气图等。制作底图的投影方式主要有以下三种。

1. 兰勃特投影

兰勃特投影法又称等角正割圆锥投影。将地球体的30°和60°纬圈与圆锥面相割，经纬线及地形投影到圆锥形的图纸上，展开后经线呈放射性直线，纬线是同心圆弧，如图4-1所示。这种图的中纬度部分基本满足正向和正形的要求，最适宜作中纬度地区的天气图底图。我国、日本等国的天气图底图均采用这种投影。

2. 极地平面投影

这种投影方法是将光源置于南极或北极，平面图纸与地球体上北纬或南纬60°相交割，把地球表面上各点投影在该平面图纸上。用这种投影法制成的底图，其经线为一组由极地向赤道发出的放射形直线，纬线为一组围绕极地的同心圆，如图4-1。这种投影在极地高纬度地区保持正向和正形，失真比较小，但失真性随纬度的降低而扩大，适宜作北（南）半球天气图底图。

3. 墨卡托投影

墨卡托投影法又称等角正圆柱投影。用一圆筒套在地球体上，地球赤道表面与圆柱面相切（或相割），光源放在地球中心进行投影。把圆筒展开便制成一张图，其经、纬线都为平行直线，如图4-1。由于低纬地区用这种投影与实况较为接近，而在高纬地区投影面积放大倍数太

投影名称	兰勃特投影 （等角正割圆锥投影）	极地平面投影	墨卡托投影 （等角正圆柱投影）
投影示意图			
底图形状			
适用范围	中纬度地区天气图	半球天气图	赤道低纬度天气图

图 4-1　天气图底图投影方式

大。所以这种图主要适用于作赤道或低纬地区的天气图。

二、天气图底图比例尺

天气图底图上两点间的距离与地球表面上相应两点间的实际距离之比，叫做比例尺，或称缩尺。比例尺的表示方法有以下几种（以一千万分之一的比例尺为例）：

（1）等号式　1 cm = 100 km；

（2）比例式　1∶10 000 000；

（3）分数式　1/10 000 000；

（4）文字式　一千万分之一；

（5）图解式　0　500　1000　1500　2000

（6）复合图解尺　因经过某种投影以后，各纬度上的放缩系数不同，不能用一个比例尺来度量底图上任何地方的实际距离，这时就需要用复合图解尺。复合图解尺就是在不同的纬度有不同的比例尺度。使用时必须注意与所量地区的所在纬度配合，才能正确地表达出实际距离。

三、天气图的种类和图时

1. 天气图的种类

天气分布是三维空间的，为了比较全面地揭示天气状况，在气象分析和预报中，通常绘制三种类型的天气图，即地面天气图、高空天气图和辅助图。

地面天气图是根据地面观测资料绘制的，它是一种综合性天气图，是天气分析和预报中最基本的天气图。高空天气图就是等压面上的形势图，它是根据高空观测资料绘制的。在气象台短期预报中，一般分析 850 hPa、700 hPa、500 hPa 三个等压面形势图。850 hPa 的高度大约 1 500 m，相当于摩擦层的上界，代表了高空大气低层的状况。700 hPa 等压面高度大约 3 000 m，反映了对流层中下层情况。500 hPa 等压面高度大约 5 500 m，相当于对流层的中层，反映对流层中高层大气的状况。此外，根据实际需要有些气象台也分析 400 hPa、300 hPa、200 hPa、

100 hPa 甚至更高的等压面形势图。

配合地面天气图和高空等压面图而使用的辅助图，种类很多，随不同天气分析和预报的需要而异。大体分为两类：一类是地面辅助图，如区域天气实况演变图、变温图、区域降水分布图；另一类是高空辅助图，如温度对数压力图、单站高空风的垂直剖面图、涡度图、散度图、水汽通量等。

2. 天气图的图时

根据世界气象组织（WMO）的规定，通常地面天气图每天制作四次，分别在世界时 00 时、06 时、12 时、18 时，即北京时 08 时、14 时、20 时、次日 02 时。高空天气图一天制作两次，世界时 00 时、12 时，即北京时 08 时和 20 时。

思考练习题

1. 简述兰勃特投影、极地平面投影和墨卡托投影的特点及使用区域。

2. 试述常用天气图的类别。

第二节 地面天气图

地面天气图是填写气象观测项目最多的一种天气图。它填有地面各种气象要素，如气温、湿度、风向、风速、海平面气压和天气现象等，还填有一些能反映空中气象要素的记录，如云状、云高等；既有当时的记录，又有一些能反映短期内天气演变实况及趋势的记录，如 3 h 变压、气压倾向等。因此，地面天气图在天气分析和预报中是一种很重要的工具。

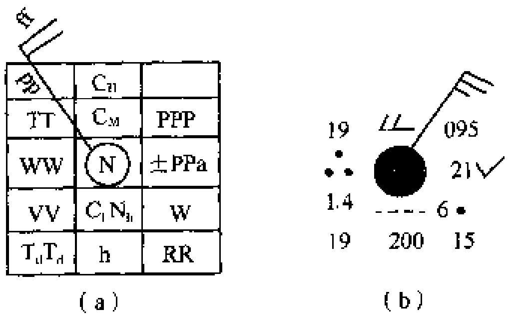


图 4-2 地面图填图格式

一、地面天气图的填绘

各地同一时刻观测的地面资料，传递到各气象通信中心，然后再由通信中心向各地气象台传播。气象台接收到各地气象观测报文之后，要按照国际规定的统一格式，把收到的电码译成数字或符号填入天气图底图。由于观测资料的来源不同，又分为陆地测站填图格式和船舶测站填图格式。

1. 陆地测站填图格式

陆地测站填图格式及实例如图 4-2（a）。其中：

○——表示空白底图上相应的测站或船位，称为站圈。

N——总云量。符号说明见表 4-1。

表 4-1 总云量符号和低云量数字

电　码	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
云量	无云	≤1	2～3	4	5	6	7～8	9～10⁻	10	不明
总云量符号	○	⦶	◔	◔	◑	◒	◕	◉	●	⊗
低云量数字	不填	1	3	4	5	6	8	9	10	×

C_L,C_M,C_H——低云状、中云状、高云状。说明见表 4-2。

N_h———低云量。以数字表示,填图数字与实际云量的关系见表 4-1。

h———低云高。以数字表示,单位为 m。

PPP——海平面气压。以数字表示,单位为 hPa。省略了气压的百位和千位数,只填十位、个位和小数一位,但不点小数点。如气压 1 013.2 hPa,则图上填 132。

±PP——3 h 气压变量。即观测时与观测前 3 h 气压的差值,单位为 hPa,要求准确到小数一位,但不点小数点。如果气压上升,数字前加"+"号;气压下降,则数字前加"-"号。

a——3 h 气压倾向。其说明见表 4-2。

RR——观测前 6 h 内(包括观测时)的降水量。以数字表示,单位为 mm。

TT——气温。以数字表示,单位为℃。若实际气温为零下,则前面加"-"号。

T_dT_d——露点温度。以数字表示,单位为℃。

WW——现在天气现象,即观测时或观测前 1 h 内的天气现象。现在天气现象符号表较为复杂,在此略去。常见的 15 种天气现象符号见表 1-15。

W——过去天气现象,即观测前 6 h 内出现的天气现象。其说明见表 4-2。

表 4-2 低云状、中云状、高云状、过去天气现象和 3 h 气压倾向符号

电码	低云		中云		高云		过去天气现象		3 h 气压倾向	
	符号	云状	符号	云状	符号	云状	符号	现象	符号	倾向
0	不填	没有低云	不填	没有中云	不填	没有高云	不填	云量不超过 5	[illegible]	升后微降
1	[illegible]	淡积云	[illegible]	透光高积云	[illegible]	毛卷云	不填	云量变化不定	[illegible]	升后平
2	[illegible]	浓积云	[illegible]	蔽光高积云或雨层云	[illegible]	密卷云	不填	阴天或多云	/	稳定上升
3	[illegible]	秃积雨云	[illegible]	透光高积云	[illegible]	伪卷云	[illegible]	沙暴或吹雪	√	微降后升
4	[illegible]	积云性层积云	[illegible]	荚状高积云	7	钩卷云	≡	雾	—	不变
5	[illegible]	普通层积云	[illegible]	系统发展辐射状高积云	[illegible]	卷层云(云层高度<45°)	•	毛毛雨	[illegible]	后微升降
6	—	层云或碎层云	[illegible]	积云性高积云	2	卷层云(云层高度>45°)	•	雨	[illegible]	降后平
7	---	碎雨云	[illegible]	复高积云或蔽光高积云	[illegible]	卷层云(云层布满全天)	*	雪	\	稳定下降
8	[illegible]	不同高度的积云或层积云	M	堡状或絮状高积云	[illegible]	卷层云(云量不增加也没布满全天)	∇	阵性降水	[illegible]	微升后降
9	[illegible]	鬃积雨云或砧状积雨云	[illegible]	混乱天空的高积云	[illegible]	卷积云	R	雷暴	不填	

VV——水平能见度。以数字表示,单位为 km。例如:图上填写 10 表示能见距离为 10 km;填写 0.5,则表示能见距离为 500 m。

dd——风向。风向用矢杆表示,矢杆的一端应紧靠站圈并指向站圈中心,从站圈往外矢杆

所指的方向，就是风的来向即风向。

ff——风速。风速以矢羽表示，矢羽与矢杆垂直，绘制在低压一侧。在我国天气图上，矢羽为一长杠代表4 m/s，一短杠代表2 m/s，三角旗代表20 m/s。在国外天气图上，矢羽为一长杠代表10 kn，一短杠代表5 kn，三角旗代表50 kn。

由上述可知，利用这些符号和数字，可以很简明地表示出每个测站的天气情况。图4-2(b)中的实例表示该站气温为19 ℃，现在天气为连续性中雨，水平能见度1.4 km，露点19 ℃，中云状为蔽光高层云或雨层云，总云量是10，低云状为恶劣天气下的碎层云或碎积云，最低云高为200 m，低云量为6，风向东北，风速9～10 m/s，海平面气压为1 009.5 hPa，3 h气压变量上升2.1 hPa，气压倾向为先微降后上升，过去天气现象为降水天气，观测前6 h内降水量15 mm。

2. 船舶测站填图格式

图4-3是国际规定的船舶测站填图格式，它与陆地测站格式相似，填写规定两者相同的不再重述。

P_wP_w——风浪周期，单位为s。

H_wH_w——风浪波高，单位为m。

D_1V_1——船舶航向、航速。

d_wd_w——主波向。指大波传播的方向。

P_SP_S——涌浪周期，单位为s。

H_SH_S——涌浪波高，单位为m。

另外，不同国家的填写项目和具体规定可能与国际格式稍有不同，在使用天气图时要注意。

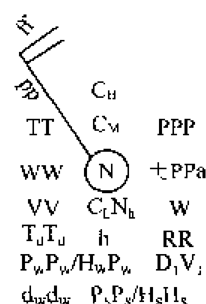


图4-3　船舶填图格式

二、地面图分析项目

在地面图底图上填写好各测站观测资料之后，通过地面天气图的分析，可以了解地面天气系统和天气现象的分布状况，进而判断天气演变趋势。地面天气图的分析项目，通常包括海平面气压场，三小时变压场，大气现象和锋等。

1. 海平面气压场分析

分析海平面气压场就是在地面图上绘制等压线，从而分析气压系统在海平面上的分布情况。

(1)等压线分析的基本原则。等压线是等值线的一种，具有各种等值线分析的共同规律。分析等压线的原则如下：

①在同一条等压线上，其气压值处处相等。因此，等压线不能相交，不能分支，不能在图中中断；

②等压线一侧的数值必须高于另一侧的数值，即等压线应在一个高于等压线数值和低于等压线数值的测站之间通过；

③在两高值或两低值之间，必须有两条相邻的等压线，其数值相等，并且这两条等压线的数值在两个高值区之间是最低值，在两个低值区之间是最高值；

④等压线应为圆滑曲线，不能画成折线。

此外，还要遵循风压定律。在北半球背风而立，高压在右后侧，低压在左前方。等压线越密集的地方，风速越大。

(2)等压线分析的技术规定：

①等压线用黑色铅笔绘制成实线。在我国地面天气图上(如图4-4)，等压线规定每隔2.5 hPa画一条。其具体数值为：1 000 hPa、1 002.5 hPa、1 005 hPa等，其余类推；在国外地面天气图上，等压线规定每隔4 hPa画一条，具体数值为1 000 hPa、1 004 hPa、1 008 hPa等。

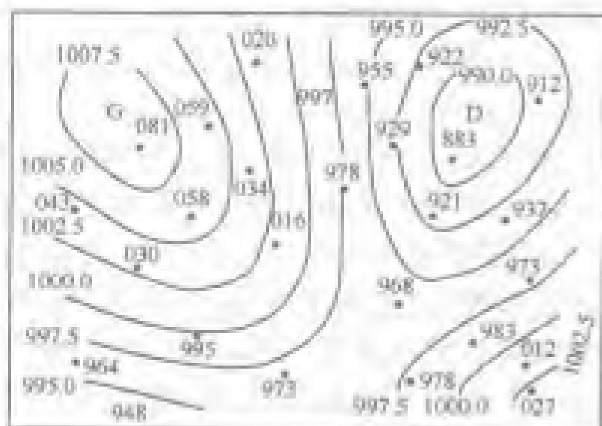


图4-4 海平面气压场

②不闭合的等压线应画到图边或终止在某一经线或纬线上，两端应标注气压(hPa)数值。标注的数值应与纬圈平行；

③在我国地面天气图上，低压中心标注“D”，高压中心标注“G”；在国外地面天气图上，低压中心标注“L”，高压中心标注“H”。但有些国家同我国一样，根据本国的习惯用法标注。

④等压线通过锋线时，应有明显的折角或气旋性曲率的突然增加，且折角的尖端指向高压一侧。

等压线分析应尽量平滑一些，避免不必要的小弯曲和突然曲折。两条数值相等的等压线，避免互相平行过长而又相距很远。

2. 等3三小变压线的分析

等3小时变压线，通常以1 hPa为间隔，变压梯度大的可取2 hPa为间隔，用蓝色铅笔或黑色铅笔画成细折线。用蓝色铅笔标注正变压中心的最大变压值，用红色铅笔标位负变压中心的最大变压值，标注的变压值精确到一位小数，并在数值前加注正号和负号。在地面传真天气图上不分析等3 h变压线。

3. 天气区的描绘

为了便于明显看出各种天气现象，地面天气图上需用不同彩色铅笔绘出各种天气区。用绿色绘制降水天气区，用红色绘制雷暴天气区，用黄色绘制雾区，用棕色绘制沙尘暴区，等等。在地面传真天气图上，则用波折线勾画雾区或大风警报区。

4. 锋面分析

锋面分析就是确定锋的存在和它的位置、性质、强度及其变化情况等。确定锋的主要依据有：

①温度：锋面两侧明显的温差是锋面的主要特征。以冷锋为例，锋前较暖、锋后较冷。但利用温度的不连续性来定锋时，要注意温度的代表性，即需考虑大范围的温差。

②露点：一般来说，暖气团比较潮湿，冷气团比较干燥。因此，锋面两侧的露点差经常很大，而地面锋线又常常在露点差别最大的地区。

③气压：锋线一般处于低压槽内，但气压只能指示那些地区可能有锋面存在，并不是所有低压槽中都有锋面。

④风：锋位于风的气旋性切变最大处。在低压或低压槽中，锋多表现为风向作气旋性切变，但在南下冷高压前缘的锋，风场上多为风速切变。

⑤3小时变压：3小时变压和冷暖平流的关系密切，通常在暖锋前有明显的负变压区，在冷

锋后有明显的正变压区。

⑥云和降水：云和降水多数与锋面活动有直接联系。但云和降水在锋区两侧没有明显的界限，必须结合其他要素全面考虑。

锋面分析常用的颜色和符号如表 4-3 所示。

表 4-3　锋面的类型及符号

锋的种类	彩色图上的符号	单色图上的符号
暖锋	红色	
冷锋	蓝色	
静止锋	红色 蓝色	
锢囚锋	紫色	

思考题

1. 说明地面天气图的填图格式和分析项目。
2. 试述等压线分析的基本原则。
3. 一般依据哪些气象要素确定锋面？

第三节　高空天气图

高空天气图就是高空等压面上的形势图，它是根据高空观测资料绘制的。通过高空天气图，可以了解高空气压场、风场、温度场、湿度场的空间分布以及相互关系，从而正确分析、预报天气。

一、高空等压面和等高线

在空间的每一点都有一个气压值，如果把所有气压相同的点连接起来，就形成一个等压面。将同一时间各个台站的某一高空等压面的高度填在一张地图上，画出等高线，则称为等压面图。它可以表示高空某一等压面上的气压分布状况。目前船舶常用的等压面有：850 hPa、700 hPa 和 500 hPa 等。

在图 4-5 中，P 为某一等压面，H_1、$H_2 \cdots H_5$ 为厚度间隔相等的若干等高面，它们分别与该等压面相截。将这些交线投影到水平面上，便得出 P 等压面距海平面高度分别为 H_1、$H_2 \cdots H_5$ 等一组等高线。由图中可以看出，等压面上凸部分对应一组闭合等高线的高值区，其值向外递减；等压面下凹部分对应一组闭合等高线的低值区，其值向外递增。换句话说，在同一高度上，气压比四周高的地方，等压面上凸，而且气压越高的地方等压面上凸的越厉害；气压比周围低的地方，等压面下凹，而且气压越低，等压面下凹的越厉害。图中还可以看出，等高线的疏密决定于等压面的倾斜程度。在等压面倾斜程度较大处（AB），等高线较密集（$A'B'$）；在等压面倾斜程度较小处（CD），等高线较稀疏（$C'D'$）。由此可见，等高线水平分布反映等压面的起伏形势。

在图 4-6 中，P 表示 700 hPa 等压面，其上 A 点高度最高，B 点次之，C 点最低。将此三点投射至邻近的 3 000 m 等高面上，得出相应的 A'、B'、C' 三点。这三点高度相同，而气压不等；

A'点气压最高，B'次之，C'点最低。将二者联系起来，可以看出：在等压面上高度最高的地方，正是它邻近等高面上气压最高的地方；高度最低的地方，正是它邻近等高面上气压最低的地方。因此，等压面的起伏形势和该面附近等高面上气压的分布形势相对应，即等压面上等高线的低（高）值中心在邻近等高面上等压线对应着低（高）压中心，且两线走向一致。由于在高空测气压比测高度方便，所以高空的气压分布可用等压面上的高度分布来表示，即用画有等高线的等压面图来表示（与地形等高线图相似）。

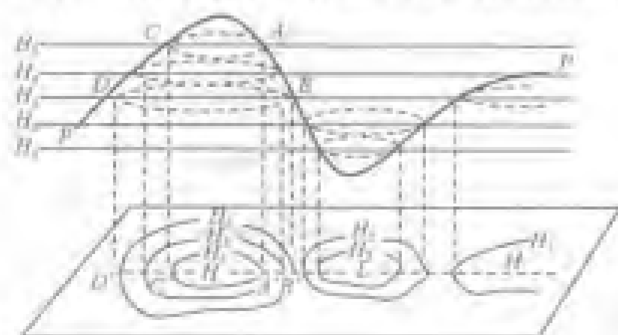


图 4-5　等压面与等高线关系示意图

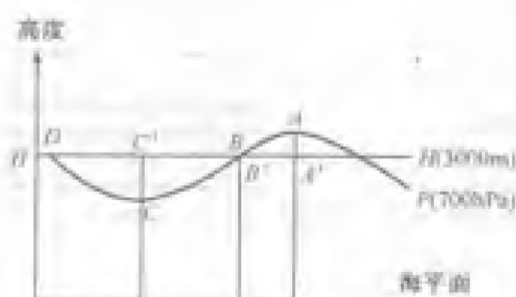


图 4-6　等压面与等高面关系示意图

值得注意的是，等高线的数值不是几何高度，而是位势高度。所谓位势高度，就是把单位质量的物体从海平面上升到某高度时克服重力所作的功来表示的高度，其单位是位势米。我国从 1950 年 1 月 1 日开始使用位势米这个高度单位。现在广播电台所说的 500 hPa 等压面的位势高度是指 500 hPa 等压面距海平面的位势。

$$1\ 位势米 = 1\ mgh = 1\ kg \times 9.8\ m/s^2 \times 1\ m = 9.8\ J$$

当 $g = 9.8\ m/s^2$ 时，完成 1 位势米的功抬升高度相当于 1 几何米（1 位势米 = 1 几何米）。

因此，以位势米为单位的位势高度和以米为单位的几何高度意义完全不同，前者是能量的一种单位，后者仅为高度单位。在数值上虽有差别，但差别很小，可忽略不计。

二、高空天气图的填绘

高空天气图主要填绘高空测风和探空资料，填图格式如图 4-7 所示。图中 HHH 为位势高度，单位为位势什米；TT 为气温，$T-T_d$ 为温度露点差，dd 为风向，ff 为风速。



4-7　高空填图格式

三、等压面图分析

分析高空等压面图，可以了解高空气压场、温度场和湿度场的空间分布及其相互联系。等压面图的分析项目包括各等压面的位势高度场、风场、温度场及温度露点差、槽线、切变线等。

1. 等高线分析

等高线用黑色铅笔以圆滑实线绘制。绘制时除遵守一般等值线分析原则外，还须注意等压面上风和等高线的关系，必须符合地转风原则。等高线的走向和风向平行，在北半球，背风而立，高值区在右，低值区在左。等高线的疏密分布和风速大小也一致。在我国高空天气图上，规定等高线间隔为 4 位势什米，如在 850 hPa 图上分析 144，148，152，…等等高线；在 700 hPa 图上分析 296，300，304，…等等高线；在 500 hPa 图上分析 496，500，504，…等等高线。在图上高压中心用蓝色标注 G，低压中心用红色标注 D。在国外高空天气图上，等高线每隔 6 位势什米画一条，高压中心用 H 标注，低压中心用 L 标注。

2. 槽线、切变线分析

槽线和切变线均用棕色铅笔绘制。这是等压面图分析的重要项目之一。槽线是低压槽中等高线曲率最大点的连线，而切变线则是风场的不连续线。如图4-8所示，在槽线和切变线两侧，风向都具有明显的气旋性切变，然而在低压槽中的气旋性风向切变分析为槽线，在两个高压之间的风场切变分析为切变线。槽线和切变线附近都有气流辐合上升运动，是天气变化剧烈的区域。在北半球，槽前多偏西南气流，槽后多偏西北气流。当槽较浅时，槽前槽后的西风分量较大；当槽较深时，槽前的南风分量和槽后的北风分量都较大，因而，深槽前后的冷暖空气南北交换较多，天气变化也较剧烈。

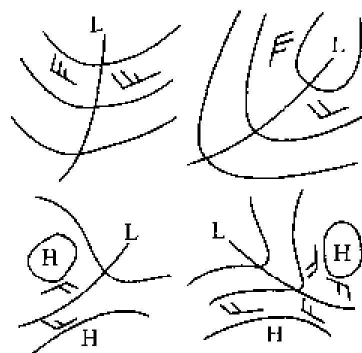


图4-8　槽线和切变线

3. 等温线分析

等温线用红色铅笔绘制（在传真图等温线用虚线绘制），我国每隔4 ℃画一条，如画 -4，0，4，8，…等。温度场中的冷中心用蓝色铅笔标注L，暖中心用红色铅笔标注N。国外每隔3 ℃或6 ℃画一条，温度场中的冷中心用蓝色铅笔标注C，暖中心用红色铅笔标注W。

分析等温线时，除依据等压面上的温度记录外，还应参考等高线形势。温压场是相互联系、相互对应的，如500 hPa、700 hPa上的高温区往往是高度值大的区域，低温区是高度值较小的区域，见图4-9。

在高空等压面图上，用阴影区标注温度露点差值小的区域，表明该区域湿度大。如日本等压面图上温度露点差值3 ℃或小于3 ℃的区域，作为湿度大的区域。

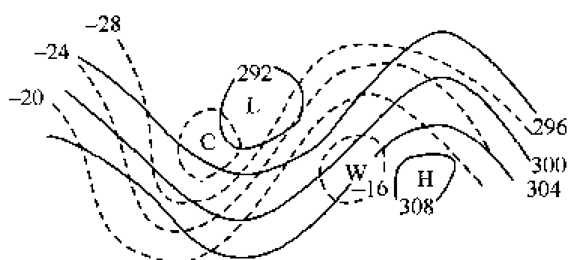


图4-9　高空温压场常见配置

4. 温度平流

冷暖空气水平运动引起某些地区变冷或增暖的现象称为温度平流。根据等温线和等高线配置可以分析温度平流。温度平流的判断方法为：如冷空气从冷区流向暖区，则为冷平流；暖空气从暖区流向冷区，则为暖平流（如图4-10所示）。温度平流的大小取决于等温线和等高线疏密程度和夹角大小。等温线与等高线越密，两者的夹角越接近90°，则温度平流越大。如等温线与等高线平行，则无温度平流。

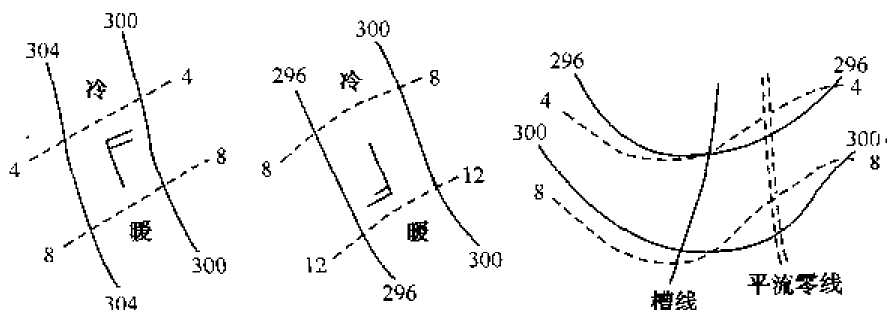


图4-10　高空温度平流

思考题

1. 说明高空天气图的填图格式和分析项目。

2. 为什么等压面上等高线的低(高)值中心在邻近等高面上对应低(高)压中心?

3. 绘图说明冷、暖温度平流,并指出温度平流强弱与哪些因子有关?

第四节　低纬流线图

在低纬,某些气象要素(如气压、温度等)的日变化比日际变化大,有的地区甚至比季节变化还大,这种变化掩盖了天气系统的活动所产生的气压变化,加之各种气象要素分布较为均匀,气压梯度较小,这就导致气压场分析的矛盾和不稳定。另外,低纬地转偏向力作用较小,使得空气的运动不遵守风压定律。由于上述各种原因,在低纬分析流场比分析气压场更能反映环流特征。

一、流线的概念

所谓流线是指同一时刻各点的风向与该点切线方向一致所组成的特征曲线。在天气图上常见的流线形式有:平直流线、波状流线、渐近线(辐散分叉或辐合合并)、奇异点(尖点、涡旋)。

二、流线分析方法

(1)流线用粗箭头的黑色实线表示,箭头方向为气流方向。

(2)流线不能交叉,因为同一点上不可能有两个风向,但可以分支或合并。

(3)风速大的地方,流线画的密集;风速小的地方,则流线画的稀疏。

(4)流线除能起止于图的边缘外,也可起止于风向有急剧变化的地方。

三、流线图上常见的水平流场型式

1. 平直流线与波状流线

流线中最常见的是平直流线和波状扰动流线,如图4-11(a)、(b)所示。平直流线是由一束近于平行、略有弯曲的流线组成;波状流线相当于气压场中的波状槽脊,反映了低纬大气中的波状扰动。



图4-11　流线形式

2. 渐近线

渐近线是这样一条线:当流线离开它时,流线呈辐散状,这种线称为辐散渐近线,如图4-11(c)所示;当流线趋近它时,流线呈辐合状,这种线称为辐合渐近线,如图4-11(d)所示。辐合渐近线往往与一些活跃的对流天气区(如积云、积雨云、阵雨等)相联系。

3. 奇异点

奇异点是流场中的静风点，在此点上风速为零，没有风向，其附近风速也较小。通过该点可画出一条以上的流线。奇异点可分为尖点、涡旋（汇、源）和中性点。

（1）尖点：尖点是波动向涡旋发展的过渡形式，其生命史很短，实际工作中常因资料不足而难以分析出来。

（2）涡旋：涡旋的流型包括流入气流、流出气流、气旋式气流和反气旋式气流等多种形式。通常，地面流场中主要有两种涡旋：辐合型的气旋式涡旋和辐散型的反气旋式涡旋。分别以符号“C”和“A”表示，它们相当于气压场中的低压和高压。这种具有辐合点（汇）或辐散点（源）的流场，也称为单汇辐合流场和单源辐散流场（图 4-12）。



图 4-12 涡旋流场

（3）中性点：即两条辐合渐近线与两条辐散渐近线的交点。它相当于气压场中的鞍型场。

思考题

1. 说明流线的概念及流线的基本形式。

2. 绘图南、北半球气旋和反气旋的流场型式。

第五章　船舶气象信息的获取和应用

第一节　船舶获取气象信息的途径

现代通信技术的飞速发展使船舶获取气象信息的途径越来越多。目前气象传真广播的覆盖范围几乎遍及全球各海区，船舶可以通过船载气象传真机实时接收航区邻近国家气象传真台发布的高质量的各种气象传真图，以便获取航区的天气和海况资料。船舶利用NAVTEX或Inmarsat-C站接收作业海区邻近台站发布的天气报告或恶劣天气警报。船舶驾驶人员登陆全球互联网可以查阅、下载所需海域更详细的气象和海况信息。另外，船舶通过GMDSS的增强群呼（EGC）也可以获取一定的气象信息。船舶在近岸或港口附近作业时，可以收听收看当地广播电视传播的气象信息。

一、气象传真图的获取

气象传真图是通过无线电传输的天气和海洋图像信息。由于它具有良好的直观性、简单明了、图像覆盖范围大、资料连续性强、便于综合分析应用和长期保存等特点，优于海上其他天气信息而得到广泛的应用。目前，海上船舶接收到的气象传真图，大多属于数值预报产品，可信度较高。气象传真图在航海中的有效应用，很大程度上改善了船舶的航行条件，减少了因恶劣天气和海况引起的海难事故，为船舶的安全航行起到了一定的保障作用。

世界气象组织将全球各地的气象传真广播台分为六个区域，即亚洲、非洲、南美洲、北美洲、西南太平洋和欧洲。船舶可以根据需要，利用船上的气象传真接收机有选择地接收各国气象部门发布的气象传真图，具体信息可查阅英版《无线电信号表》第三卷。在查阅时，首先按照分区查阅相应分册，根据索引图确定船舶附近的气象传真台站所在页码，再翻阅相应页码确定所用台站的详细信息，如发布台站的呼号、使用频率、发射时间、发射内容及节目表等。然后，按照所查到的信息调整气象传真接收机的频率，在相应时间接收所需要的气象传真图。图5-1给出了世界上主要的气象传真广播台分布。

图中数字代号说明：

1——北京（中国）　　2——东京（日本）
3——桑莱岬（菲律宾）　　4——关岛（美国）
5——珍珠港、火奴鲁鲁（美国）　　6——旧金山（美国）
7——埃德蒙顿（加拿大）　　8——弗罗比歇（加拿大）
9——哈利法克斯（加拿大）　　10——布伦特伍德（美国）
11——诺福克（美国）　　12——布拉克内尔（英国）
13——巴黎（法国）　　14——奥芬巴赫（德国）
15——奥斯陆（挪威）　　16——诺尔彻平（瑞典）
17——罗马（意大利）　　18——罗塔（西班牙）
19——布拉格（捷克）　　20——莫斯科（俄罗斯）

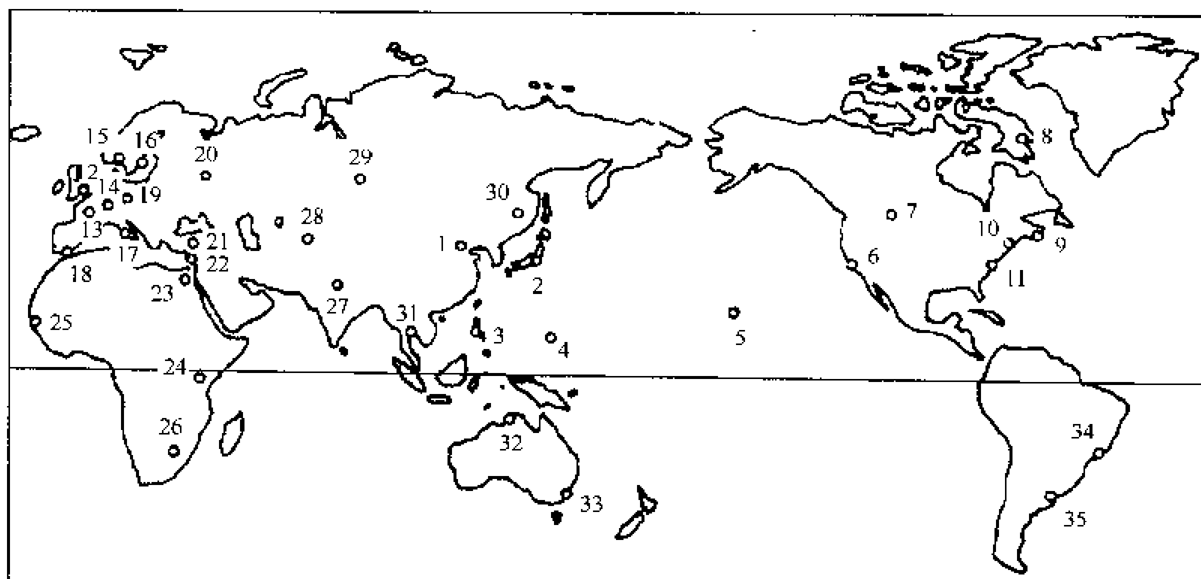


图 5-1 主要气象传真广播台

21——安卡拉(土耳其)　22——埃皮斯科比(塞浦路斯)
23——开罗(埃及)　24——内罗毕(肯尼亚)
25——达喀尔(塞内加尔)　26——比勒陀利亚(南非)
27——新德里(印度)　28——塔什干(乌兹别克斯坦)
29——新西伯利亚(俄罗斯)　30——伯力(俄罗斯)
31——曼谷(泰国)　32——达尔文(澳大利亚)
33——堪培拉(澳大利亚)　34——里约热内卢(巴西)
35——布宜诺斯艾利斯(阿根廷)

二、天气报告或警报的获取

目前,世界各国都按国际海事组织(IMO)和世界气象组织(WMO)所划定的海区范围,由指定的海岸无线电台(coast radio station)广播海上天气报告和警报。海上作业的船舶利用NAVTEX或Inmarsat-C站接收临近海岸电台发布相应海区的天气报告或警报。我国在大连、上海、广州、香港、基隆、花莲、高雄等地设有海岸电台,每天定时用中、英文明码电报向国内外商船转发由当地气象台制作的海上天气报告和警报。其中,大连、上海、广州各岸台负责的海域如图5-2所示;香港台的预报区域包括:香港(HONGKONG),广东(GUANGDONG),东沙群岛(DONGSHA(PRATAS)),台湾海峡(TAIWAN STRAIT),台湾地区北部(NORTH TAIWAN),台湾地区东部(EAST TAIWAN),琉球群岛(RYUKYU),舟山(ZHOUSHAN),西沙群岛(XISHA(PARACEL)),巴士海峡(BASHI),巴林塘海峡(BALINTANG),黄岩岛(HUANGYAN(SCARBOROUGH)),民都洛(MINDORO),南沙群岛(NANSHA),华列拉(VARELLA),岘港(DANANG),北部湾(BEIBUWAN(TONKIN));基隆、花莲、高雄的预报区为台湾地区近海。

三、互联网站气象信息的获取

在全球互联网上发布气象信息的网站特别多,几乎每个气象台站都有自己的网站。每个气象网站发布的气象信息均包括实况和预报两种信息。信息内容有文字描述的,也有图表形式的。能够登陆全球互联网的船舶,可以在相关气象网站上获取的天气和海况信息比传真接



(a)大连台



(b)上海台



(c)广州台

图 5-2

收机和 NAVTEX 接收的信息丰富、全面和精细。这种传播方式的天气图具有快速、彩色、高画质和动态等许多优点，发展前景十分看好。以下是东亚及太平洋地区几个主要气象网站的网址：

http://www.wmo.ch/index-en.html（世界气象组织）

http://www.cma.gov.cn（中国）

http://www.imocwx.com（日本）

http://www.kma.go.kr/kmas（韩国）

http://www.cwb.gov.tw/V4（中国台湾）

http://www.weather.org.hk/chinese（中国香港）

http://www.opc.ncep.noaa.gov（美国）

通过以上网站还可以链接到许多其他气象网站。

四、其他获取气象信息途径

在船舶 GMDSS 接收的航行警告中也包括一些气象信息。在近岸或港口作业的船舶，可以通过当地的广播和电视收听、收看转播的气象信息。

思考题

船舶可以通过哪些途径获取气象信息？

第二节　船舶分析和应用气象信息

一、天气报告的应用

1.天气报告的内容

各岸台播发的报文均符合国际统一的格式和内容，至少应包括以下3个部分：(1)警报(大风、热带气旋警报等)；(2)天气形势摘要(高压、低压、热带气旋、锋等天气系统的位置、强度、移向、移速等)；(3)海区天气预报(天空状况、天气现象、风力、风向、浪级、浪向等)。

2.天气报告的应用

阅读天气报告后应明确的2个问题：

(1)船舶所在的海域正受何天气系统或该系统的何部位控制。了解该系统的来龙去脉及变化趋势(是新生的还是趋于加强或减弱，还是稳定少变等)，现在的天气状况是该系统控制下的一般天气还是包括地方性特殊天气。

(2)未来的天气形势和天气状况。在未来24 h内，推算船位附近海域将处于何系统，或该系统的何部位控制，在该系统控制下将出现什么样天气。

有些天气报告直接指出未来天气状况，有的只指出受控系统而未写明天气状况，这时可根据天气模式和天气实况等自行分析未来的天气状况。

3.注意事项

(1)阅读天气报告时应注意广播台名称、广播时间、有效时间(世界时或地方时)和受重要天气系统影响的海域。了解不同岸台报文的习惯用法、风格和常用缩略语(如有的报文不分段落，无标点符号，甚至省略谓语动词等)。

(2)时间用语(地方时)含义

白天:08~20时	夜　间:20~08时
早晨:05~08时	傍　晚:18~20时
上午:08~12时	上半夜:20~24时
中午:11~14时	半　夜:23~03时
下午:12~18时	下半夜:00~05时

(3)天空状况(Sky Condition)用语含义

晴(clear sky):总云量0~2

少云(partly Cloudy):总云量3~5

多云(cloudy):总云量6~8(或高云量8~10)

阴(overcast):中、低云量9~10

4. 报文实例

(1)天气报告(日本)

WWJP25 RJTD 310000UTC AUG. 2006

WARNING AND SUMMARY 310000UTC AUG. 2006.

WARNING VALID 010000.

WARNING IS UPDATED EVERY 6 HOURS.

GALE WARNING.

DEVELOPING LOW 996 HPA AT 40N 147E SEA EAST OF JAPAN MOVING EASTNORTHEAST 10 KNOTS.

OCCLUDED FRONT FROM 40N 147E TO 40N 149E 39N 150E.

WARM FRONT FROM 39N 150E TO 38N 152E 37N 154E.

COLD FRONT FROM 39N 150E TO 36N 149E 33N 144E.

STATIONARY FRONT FROM 33N 144E TO 33N 141E 32N 135E.

WINDS 30 TO 35 KNOTS WITHIN 400 MILES OF LOW SOUTH SEMICIRCLE AND 200 MILES ELSEWHERE.

WARNING.

DENSE FOG OBSERVED LOCALLY OVER SEA OF OKHOTSK YELLOW SEA NORTHERN PART OF EAST CHINA SEA.

WARNING.

DENSE FOG OBSERVED LOCALLY OVER WATERS BOUNDED BY 42N 143E 45N 150E 51N 157E 60N 164E 60N 180E 42N 180E 38N 150E 40N 144E 42N 143E.

SUMMARY.

LOW 1002 HPA AT 32N 129E EAST 15 KT.

LOW 1004 HPA AT 43N 159E NE 10 KT.

HIGH 1028 HPA AT 53N 173E SE 15 KT.

WARM FRONT FROM 32N 129E TO 32N 131E 32N 135E.

COLD FRONT FROM 32N 129E TO 30N 126E 30N 123E.

REMARKS.

TYPHOON 0612 IOKE (0612) 920 HPA AT 18.7N 168.3E ; SEE TROPICAL CYCLONE WARNING.

JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY. =

(2)台风警报(广州台)

1610UTC 25TH JUN1993

GUANGZHOURADIO/XSQ

BT

WHIC28 BCGZ 251400 =

T. Y WARNING NR 06 =
AT 251200Z T. Y 9302(9302 KORYXN) 930 HPA
NEAR 16.2 NORTH 124.0 EAST
POSITION GOOD BASED ON SATELLITE
SYNOPTIC DATA
MAX WINDS 100 KNOTS GUSTS 120 KNOTS NEAR CENTER
RADIUS OF OVER 40 KT WINDS 370 KMS OVER WATER
MOVING NW AT 11 KNOTS
24 HR FCST POSIT AT 261200 Z
NEAR 19.0 NORTH 120.0 EAST MAX WINDS 80 KTS GUSTS 100 KTS
48 HR FCST POSIT AT 271200 Z
NEAR 22.0 NORTH 117.5 EAST MAX WINDS 70
KTS GUSTS 85 KTS
(3)热带气旋警报(香港台)
252005 UTC JUN 1993
HONG KONG RADIO VPS
WTPQ20 VHHH 251945
TROPICAL CYCLONE WARNING AT 251800 GMT TYPHOON KORYN (9302) WITH
CENTRAL PRESSURE 935
HECTOPASCALS WAS CENTRED WITHIN 30
NAUTICAL MILES OF ONE SEVEN
POINT ZERO DEGREES NORTH (17.0N) ONE
TWO TWO POINT SIX
DEGREES EAST (122.6E) AND IS FORECAST
TO MOVE WEST-NORTHWEST
AT ABOUT 12 KNOTS FOR THE NEXT 24 HOURS
MAXIMUM WINDS NEAR THE CENTRE ARE
ESTIMATED TO BE 100 KNOTS.
RADIUS OF OVER 33 KNOT WINDS 300
NAUTICAL MILES OVER EASTERN SEMICIRCLE,240 NAUTICAL MILES
ELSEWHERE.
RADIUS OF OVER 47 KNOT WINDS 150
NAUTICAL MILES OVER EASTERN
SEMICIRCLE, 100 NAUTICAL MILES
ELSEWHERE.
RADIUS OF OVER 63 KNOT WINDS 60
NATUTICAL MILES
RADIUS OF OVER 2 METRE WAVES 400
NAUTICAL MILES OVER EASTERN

SECICIRCLE, 200 NAUTICAL MILES
ELSEWHERE.
FORECAST POSITION AT 261800 GMT ONE
NINE POINT SIX DEGREES
NORTH (19.6N) ONE ONE EIGHT POINT FIVE
DEGREES EAST (118.5E)
FORECAST POSITION AT 271800 GMT TWO TWO
POINT EIGHT DEGREES
NORTH (22.8N) ONE ONE SIX POINT THREE
DEGREES EAST (116.3E).

(4)天气报告(上海台)

报头:SHAI/XSG

SHAI OBSY WEATHER REPORT

中文(In Chinese)

天气形势摘要9日0000时:

1 002 hPa 低压中心在35°N 106°E,静止少动,正填塞中。

1 017 hPa 低压中心在35°N 115°E,静止少动,正填塞中。

1 007 hPa 低压中心在53°N 127°E,正以12 kn 移速向东移动,冷锋从中心经过51°N 124°E到50°N 115°E,暖锋从46°N 128°E 经过40°N 125°E 到35°N 113°E。

1 022 hPa 高压中心在49°N 108°E,正以12 kn 移速向东南偏东方向移动。

1 023 hPa 高压中心在30°N 135°E,移动缓慢,正减弱中。

1 043 hPa 高压中心在45°N 135°E,静止少动,正减弱中。

天气预报9日0800时起未来24 h:

渤海、渤海海峡、黄海北部和黄海中部:晴到多云,北到东北风6~7级,大到巨浪。

黄海南部:晴到多云,西到西南风3~4级,晚上转北风6级,轻转大浪。

东海北部:晴到多云,西北风晚上转西到西南风3~4级,明晨转北风5~6级,轻转大浪。

东海南部:多云,东北风4~5级,轻浪。

上海港:晴到多云,南到西南风2~3级,明晨转北风4~5级,微浪转微波。

台湾海峡,台湾北部和台湾东部:多云,局部地区阴有雨,东北风5级,轻浪。

济州(岛)和长崎:晴到多云,西北风,晚上转西和西南风4级,明天清晨到上午转北风6级,轻转大浪。

鹿儿岛和琉球:多云,北到东北风5级,轻浪。

英文(In English)

SHAI/XSG

SHAI OBSY SYNOPTIC SITUATION 090000Z

LOW 1 002 HPA AT 35N 106E STATIONARY FILLING UP

LOW 1 017 HPA AT 35N 115E STATIONARY FILLING UP

LOW 1 007 HPA AT 53N 127E MOVING ELY 12 KTS WITH COLD FRONT FROM CENTER PASSING 51N 124E TO 50N 115E AND WARM FRONT FROM 46N 128E PASSING 40N 125E TO

35N 113E

HIGH 1 043 HPA AT 49N 108E MOVING ESE 12 KTS

HIGH 1 023 HPA AT 30N 115E MOVING SLOWLY WEAKENING

HIGH 1 022 HPA AT 45N 135E STATIONARY WEAKENING

24HOURS WEATHER FORECAST FROM 090800Z

BOHAI SEA X BOHAI STRAITS X NORTH HUANGHAI SEA AND CENTRAL HUANGHAI SEA X CLEAR TO CLOUDY X N TO NE WINDS FORCE 6 TO 7 X EA ROUGH TO VERY ROUGH X SOUTH HUANGHAI SEA X CLEAR TO CLOUDY X W TO SW WINDS FORCE 3 TO 4 BECOMING NLY WINDS FORCE 6 TONIGHT X SEA SLIGHT BECOMING ROUGH X NORTH DONGHAI SEA X CLEAR TO CLOUDY X NW WINDS TURN TO W AND SW WINDS TONIGHT FORCE 3 TO 4 BECOMING NLY WINDS FORCE 5 TO 6 IN THE MORNING TOMORROW X SEA SLIGHT BECOMING ROUGH X SOUTH DONGHAI SEA X CLOUDY X NE WINDS FORCE 4 TO 5 X SEA SLIGHT X

SHANGHAI HARBOUR X CLEAR TO CLOUDY X S TO SW WINDS FORCE 2 TO 3 BECOMING NLY WINDS FORCE 4 TO 5 IN THE MORNING TOMORROW X SEA RIPPLES BECOMING SMOOTH X

TAIWAN STRAITS X NORTH TAIWAN AND EAST TAIWAN X CLOUDY LOCAL OVERCAST WITH RAIN X NE WINDS FORCE 5 X SEA SLIGHT X

CHEJU AND NAGASGKI X CLEAR TO CLOUDY X NW WINDS TURN TO W AND SW WINDS TONIGHT FORCE 4 BECOMING NLY WINDS FORCE 6 FORM TOMORROW MORNING TO FORENOON X SEA SLIGHT BECOMING ROUGH X

KAGOSHIMA AND RYUKYU X CLOUDY X N TO NE WINDS FORCE 5 X SEA SLIGHT X STOP

二、气象传真图的种类及图名标题

利用所学的气象知识对气象传真图进行分析和应用，可以更多、更大范围地了解天气演变过程，及时掌握航行海区已发生和将要发生的天气和海洋过程，从而做出趋利避害的安全航行决策。作为海上船舶驾驶人员应十分清楚气象传真图对船舶安全航行的必要性和重要性。正确识别、分析和应用气象传真图，无疑对保障海上船舶的航行安全和海上最佳气象航线的选择都具有重要的指导意义

1. 气象传真图的种类

目前，世界各国发布的气象传真图内容丰富、种类繁多，可供不同行业和部门根据需要选择接收。航海常用的气象传真图主要有：

(1)地面传真天气图(AS,FS)
(2)高空传真天气图(AU,FU)
(3)波浪传真图(AW,FW)
(4)热带流线图(AS,FS)
(5)热带气旋预(警)报图(WT)
(6)卫星云图(VS,IR)
(7)海流传真图(SO,FO)
(8)海冰传真图(ST,FI)
(9)海温传真图(CO,FO)

此外，还包括其他一些辅助图。

2. 气象传真图的图名标题

各国气象传真广播台发布的气象传真图一般在图角或图的空白醒目处注有图名标题，简称图题，其中标明了该图的图类、图区、图时、传真广播台的名称或呼号等内容。图题一般采用如下格式：

```
    TTAA       CCC
YYGGgg     MMM  JJJJ
 · · ·      · · ·  · · ·
```

TT	AA	CCC	YY	GG	gg	MMM	JJJJ	· · ·
图类代号	图区代号	传真台呼	日	时	分	月	年	其他说明

(1) 图类代号(见表5-1)

表5-1 常用气象传真图类别代号

代号	说　明
A(analysis)	分析图
AS	地面分析图 Surface Analysis
AU	高空分析图 Upper-air Analysis
AW	海浪分析图 Sea Wave Analysis
F(forecast)	预报图
FS	地面预报 Surface Forecast(prognosis)
FU	高空预报 Upper-air Forecast
FE	中期预报 Extended Forecast
FW	海浪预报 Analys Forecast
FB	重要天气预报 Significant Weather Forecast

(2) 图区代号(见表5-2)

表5-2 部分气象传真图区域代号

代号	说　明	代号	说　明
AA	南极 Antarctic	GM	关岛 Guam
AC	北极 Arctic	HW	夏威夷群岛 Hawaiian Islands
AE	东南亚 Southeast Asia	IO	印度洋 Indian Ocean
AF	非洲 Africa	IY	意大利 Italy
AG	阿根廷 Argentina	KA	加罗林群岛 Cargo Line Islands
AS	亚洲 Asia	LU	阿留群岛 Aleutian Islands
AU	澳大利亚 Australia	NA	北美洲 North America
BS	白令海 Bering Sea	NT	北大西洋 North Atlantic
CH	智利 Chile	PA	太平洋 Pacific
CI	中国 China	PH	菲律宾 Philippines

续表

代号	说　明	代号	说　明
CL	斯里兰卡 Ceylon	PN	北太平洋 North Pacific
CN	加拿大 Canada	PS	南太平洋 South Pacific
CU	古巴 Cuba	SA	南美洲 South America
DL	德国 Germany	SJ	日本海 Sea of Japan
DN	丹麦 Denmark	SS	南海 South China Sea
EA	东亚 East Asia	XE	东半球 Eastern Hemisphere
EC	东海 East China Sea	XN	北半球 Northern Hemisphere
EU	欧洲 Europe	XS	南半球 Southern Hemisphere
FE	远东 Far East	XT	热带地区 Tropical Belt
FR	法国 France	XW	西半球 Western Hemisphere
GA	阿拉斯加湾 Gulf of Alaska	XX	其他代号不适用时 for use when other designations are not appropriate

三、地面传真天气图分析和应用

地面传真天气图(简称地面图)是航海中最常用、最重要的基本天气图之一。地面图又分为地面分析(实况)图(AS)和地面预报图(FS)两种。

1. 地面分析图的分析及应用

图 5-3 为日本东京 JMH 传真台发布的地面分析图。我们结合此图说明地面分析图的主要内容、常用符号和英文缩写的含义。

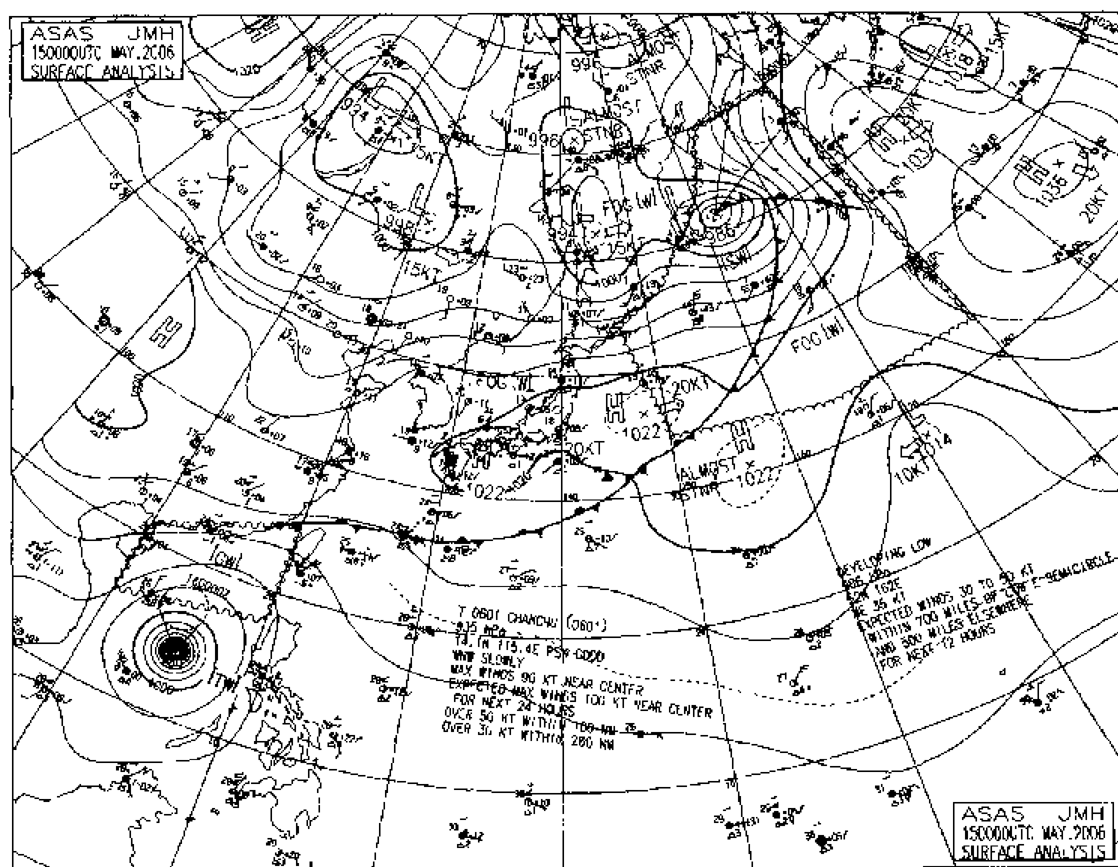


图 5-3　日本东京地面分析图

(1)图题

图中左上角和右下角的长方形框为图题，其中最上面一行第一个 AS 为图类代号，意思是地面分析，第二个 AS 为图区代号，表示东亚和西北太平洋区域，JMH 为发射台呼号，表示日本东京一台；第二行表示图时（观测时）为 2006 年 5 月 15 日世界时 00 时；第三行是图类的英文全称。

(2)填图符号

单站填图符号已做了简化，通常在相应的位置上只保留气温（TT）、3 h 气压变量和气压倾向（±PPa）、现在天气（WW）、过去天气（W）、风向（dd）、风速（ff）、总云量（N）、低云量（Nh）和云状（C_H、C_M、C_L）。如图中 24°N、136°E 处测站气温为 27 ℃，3 h 气压变量为 +0.9 hPa，气压倾向升后微降，风向 NE，风速 15 kn，总云量 2～3 成，低云量 2 成，低云状为淡积云，中云状为高积云，高云状为卷云。

(3)气压系统

在地面图上除绘有海岸线和经纬度网格线（通常为 10°×10°）外，用黑实线绘制等压线。相邻等压线间隔为 4 hPa（必要时增加的等压线以虚线表示，称为辅助等压线）。为醒目起见，每隔 20 hPa 用一条加粗线表示，如 980 hPa、1 000 hPa、1 020 hPa 等。一般高压和低压中心分别用 H 和 L 标注，其中心强度的气压值用醒目的阿拉伯数字标注在 H 或 L 中心下方，通常标明千位、百位、十位和个位数字。高低气压系统的移动和发展情况通常用箭矢和英文缩写表示。如“⇒25KT”表示气压系统中心的移动方向向东，移动速度 25 节（在国外图上常用的英文缩写形式 KT 或 KTS 为“节”（knot），我国规定用 kn）。如箭矢旁没有数字而代之以 SLW 时，表示有移向，但移速小于 5 kn。如无箭矢而标注 STNR（或 QSTNR）或 ALMOST STNR 字样时，表示该气压系统中心移向不定，移速小于 5 kn，为（准）静止系统。此外，NEW 表示新生的气压系统、UKN 表示情况不明。

对于热带气旋，按其强度等级用下列缩写符号表示：

TD—— 热带低压（Tropical Depression）；风力<8 级（风速≤33KT）。

TS—— 热带风暴（Tropical Storm）；风力 8～9 级（风速 34～47KT）。

STS——强热带风暴（Severe Tropical Storm）；风力 10～11 级（风速 48～63KT）。

T ——台风（Typhoon），风力≥12 级（风速≥64KT）。

对于热带气旋（不包括 L 和 TD）和风力≥10 级的强锋面气旋的移动，用一个扇形区（虚线）表示其未来移动方向和中心可能到达的位置。扇形前面概率圆边上的数字表示预报日期和时间，概率圆的概率约为 70%。

(4)锋

图中有冷锋、暖锋、锢囚锋和静止锋各一条。在大洋上，锋线的起止和经过位置通常用经纬度表示，在陆地上则常用一些著名的地貌或地理位置名称来表示。

(5)警报

当海上已经出现或预计未来 24 h 内将出现恶劣天气时，在天气系统相应的位置上注有醒目的警报符号：

[W]——一般警报（Warning）表示风力≤7 级，或有必要警告提防大雾等情况；

FOG[W]——浓雾警报，海面水平能见度<0.5 n mile 或 1 km；

[GW]——大风警报（Gale Warning），风力 8～9 级；

[SW]——风暴警报(Storm Warning),表示热带气旋引起的 10~11 级大风,但对其他天气系统而言,表示风力≥10 级;

[TW]——台风警报(Typhoon Warning),风力≥12 级;

[WH]——飓风警报(Hurricane Warning),风力≥12 级;

[WO]——其他警报(Other Warning)。

此外,对于已经达到或预计未来 24 h 内达到热带风暴以上强度的热带气旋和风力达到 10 级或以上的强温带气旋,在图下面的空白处还列有一段或几段英文简报,文中使用一些略缩语和习惯简化形式。如图中下方有一段描述热带气旋的英文简报,其中文大意为:2006 年第 1 号台风"珍珠"(CHANCHU),中心气压 935 hPa,中心位于 14.1°N、115.4°E,定位误差 <20 n mile。台风中心正缓慢(移速小于 5 kn)地向西北偏西方向移动,近中心附近最大风速为 90 kn,预计未来 24 h 近中心附近最大风速达到 100 kn。在半径 100 n mile 的范围内风速超过 50 kn,在半径 280 n mile 的范围内风速超过 30 kn。

在热带气旋的英文简报中,定位精度一般分三种:PSN GOOD 表示飞机定位,误差 <20 n mile;PSN FAIR 表示卫星定位,误差为 20~40 n mile;PSN POOR 表示外推定位,误差 >40 n mile。显然,只有当船舶距离热带气旋中心很近时,考虑定位精度才具有实际意义。

强温带气旋的英文简报,DEVELOPING LOW 表示温带气旋正在发展,DEVELOPED LOW 表示温带气旋发展成熟。如图中有一段描述温带气旋的英文简报,其中文大意为:正在发展的低压,中心气压 986 hPa,中心位于 52°N、162°E,该低压中心正以 35 kn 的速度向东北方向移动。预计未来 12 h,在气旋中心的东半部 700 n mile、其他部位 500 n mile 的范围内风速为 30~50 kn。

图 5-4 为美国国家海洋大气管理局海洋预报中心(Ocean Prediction Centre of NOAA) 2007 年 1 月 31 日世界时 18 时发布的北太平洋地面分析图。图中黑实线为等压线(间隔 4 hPa),H、L 表示高、低气压中心,中心附近标有气压数值,黑实箭头表示该气压系统中心移向。图中标有锋面和大风区提示,海上船舶测站附近标有船舶呼号、测站处的风向、风速、海平面气压和天气现象等。图中 GALE 表示大风警报,STORM 表示风暴警报(风力≥10 级)。

图 5-5 为南非气象局 2007 年 1 月 27 日世界时 00 时发布的南半球(南印度洋和南大西洋部分地区)地面分析图。图中等压线间隔、高低气压中心、气压系统移向移速等表示方法均与美国图一致。图中有 3 个典型的锋面气旋,暖锋的走向大体为西南—东北,冷锋为东南—西北走向。

2. 地面预报图分析及其应用

地面预报图(FS)是预报未来某一时刻的地面天气形势和重要天气过程的天气图。利用地面预报图可以了解未来某一时刻航线前方的重要天气特征,从而做出航线天气预报。目前,一些国家发布的地面预报图大多是数值预报产品,经有经验的预报人员修正后通过传真广播发布。常用的地面预报图有 24 h、36 h、48 h 和 72 h 短期预报,还有 3 天到 10 天的逐日中期预报。

地面预报图中的内容较地面分析图少很多,图题中给出了该图的图类、图区、传真台名称或呼号、日期和预报时效等。图中绘有等压线和某一预报时刻各种天气系统的中心位置、强度和范围,各种锋面的位置分布,热带气旋最大风速,海上大风、积冰区、海冰区和雾区等恶劣天气区的分布。另外,对某些恶劣天气系统还给予简要的说明。

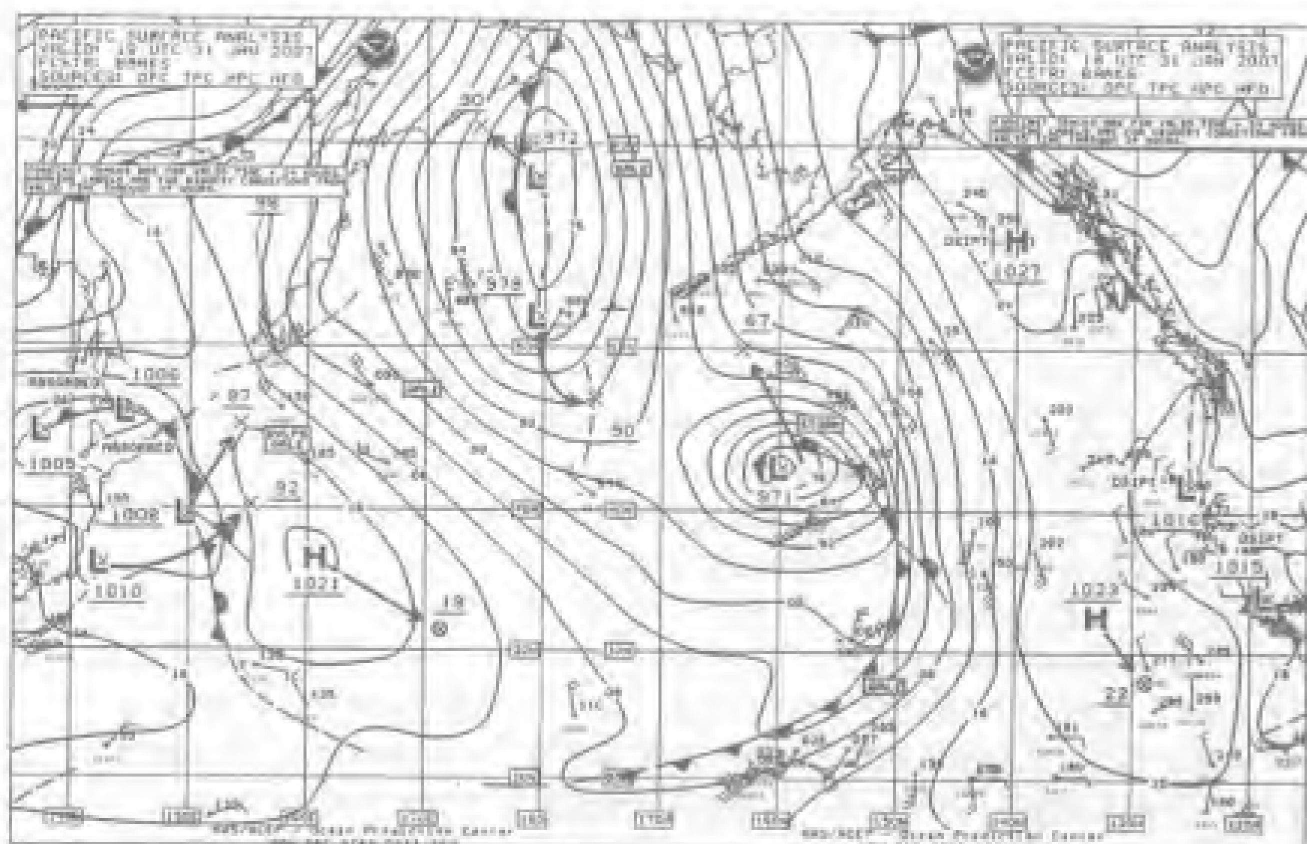


图 5-4　美国国家海洋大气管理局海洋预报中心地面分析图

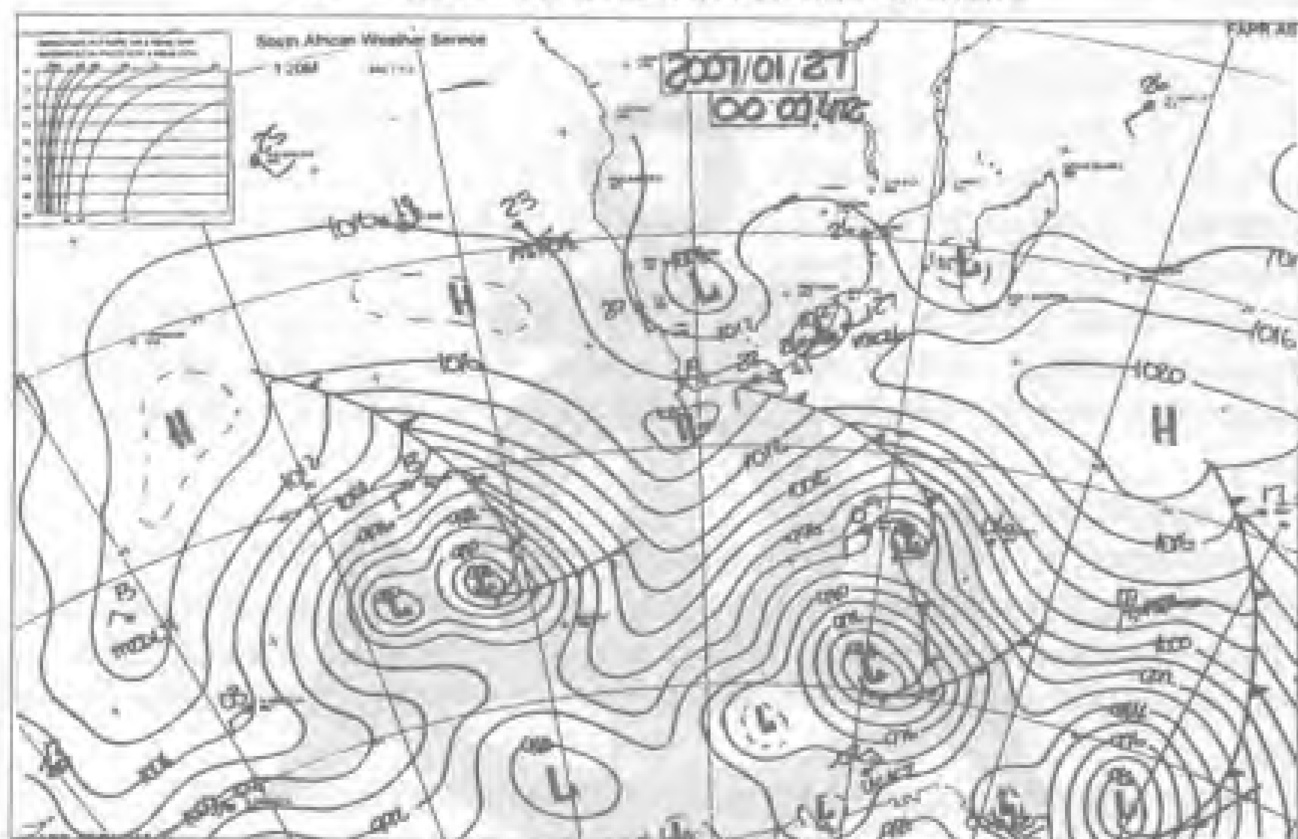


图 5-5　南非气象地面分析图

图5-6为日本东京JMH传真台2005年8月3日世界时00时发布的未来24 h东亚及西北太平洋地区的地面预报图。图中绘出了等压线的分布情况，包括气压系统的类别、中心位置、强度，还包括锋的类别、位置以及热带气旋最大风速，海上大风区和雾区的范围等，看起来一目了然。如图中3日世界时00时预报4日世界时00时0509号“麦沙”(MATSA)台风位于台湾东部洋面，中心气压940 hPa，近中心附近最大风速85 kn。一条静止锋由千岛群岛延伸到我国连云港。在西北太平洋中高纬有用波线围成的一大片浓雾警报区，在鄂霍核次克海、日本海、渤海和黄海上有浓雾警报。

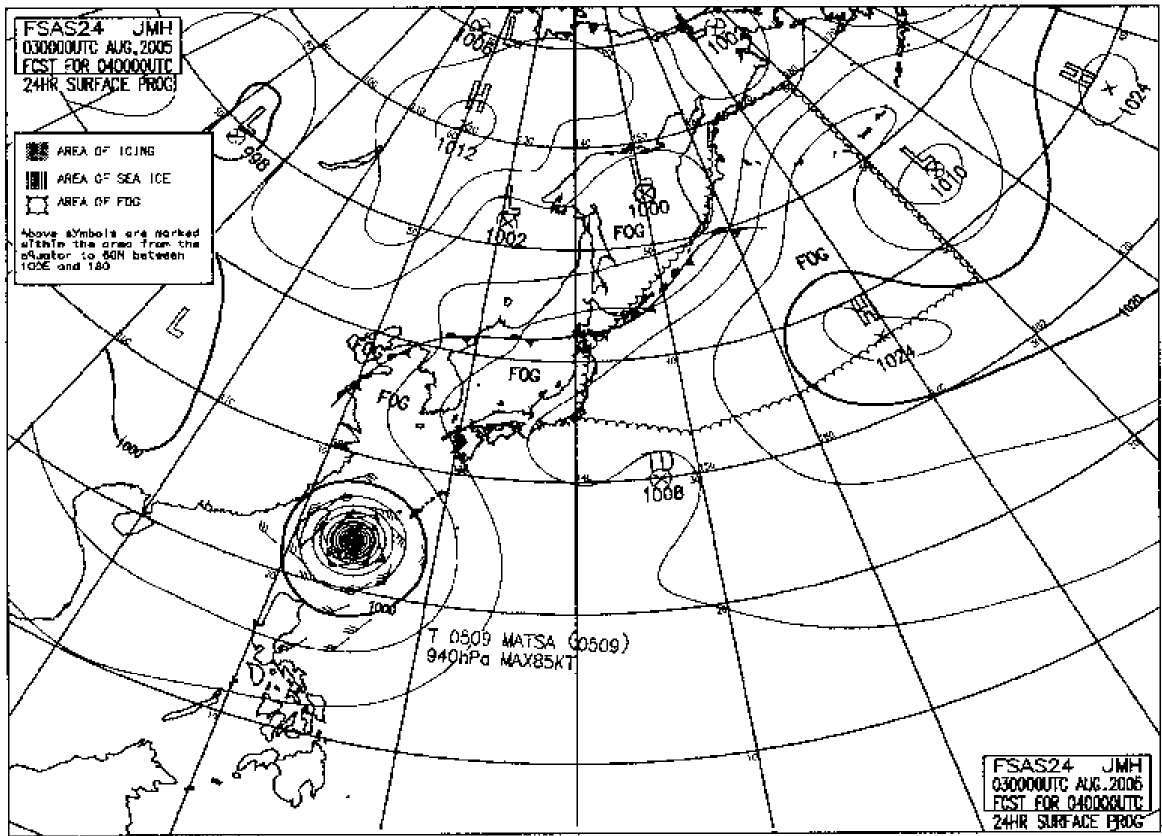


图5-6　日本东京地面预报图

图5-7为美国国家海洋大气管理局海洋预报中心2007年3月18日世界时12时发布的北太平洋48 h地面预报图。图中黑实线为等压线(间隔4 hPa)，并标有气压系统中心未来48 h的位置和强度，系统中心的移向，还标有锋面和8级以上的大风区。方框中给出了大风、风暴和正在发展中的大风和风暴位置。图中NEW表示新生系统，DSIPT表示系统消散。

四、高空传真天气图分析及其应用

在高空图的图名标题中，图区代号后面常紧跟有两三个阿拉伯数字，用以表示不同高度和时间。通常两个数字表示不同的等压面，如50表示500 hPa，70表示700 hPa，85表示850 hPa；三个数字表示不同的等压面与预报时效，其中前面数字表示等压面，后面数字表示时效，如852表示850 hPa 24 h预报，704表示700 hPa 48 h预报，512表示500 hPa 120 h预报等。

1. 高空分析图

图5-8为日本东京JMH传真台2005年8月5日世界时00时发布的东亚与西北太平洋

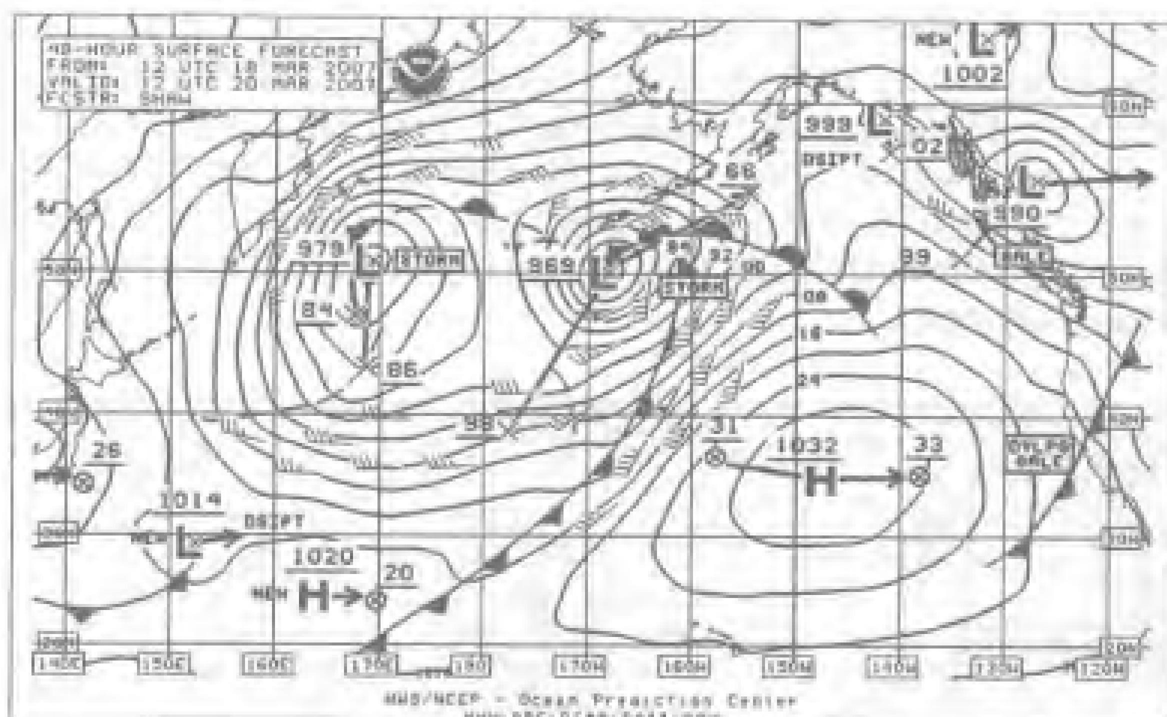


图 5-7　美国国家海洋大气管理局海洋预报中心 48 h 地面预报图

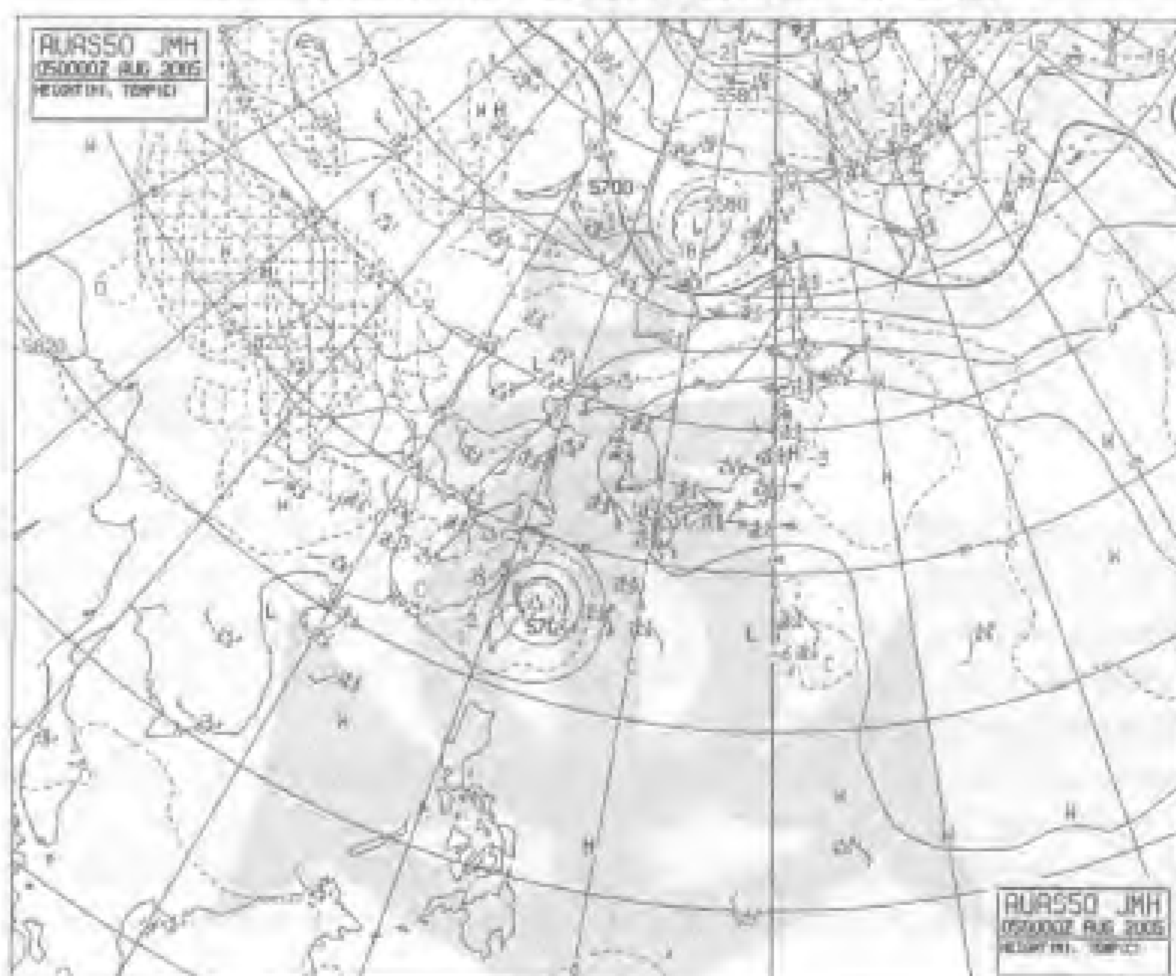


图 5-8　日本东京 500 hPa 分析图

500 hPa 高空分析图。图中的实线为等高线，两相邻等高线间隔为60位势米，高、低位势中心分别标注 H 和 L；虚线为等温线，两相邻等温线间隔 3 ℃，冷、暖中心分别标注 C 和 W。图中台湾东部的闭合低压中心就是0509号"麦沙"（MATSA）台风的高空环流系统。图中网格区表示温露差小于等于3 ℃的潮湿区。

2. 高空预报图

高空预报主要是槽、脊的预报。通常利用外推法、冷暖平流法、涡度平流法、相似形势法等方法做出未来高空形势的预报。

高空预报图上通常只有等高线和天气系统，其技术规定与高空分析图相同。图5-9为美国国家海洋大气管理局海洋预报中心2007年3月19日世界时00时发布的东北太平洋500 hPa 24 h预报图。图中除了绘有等高线和高、低气压系统中心和高空风向风速外，还有粗断线标绘出了高空槽线的位置。

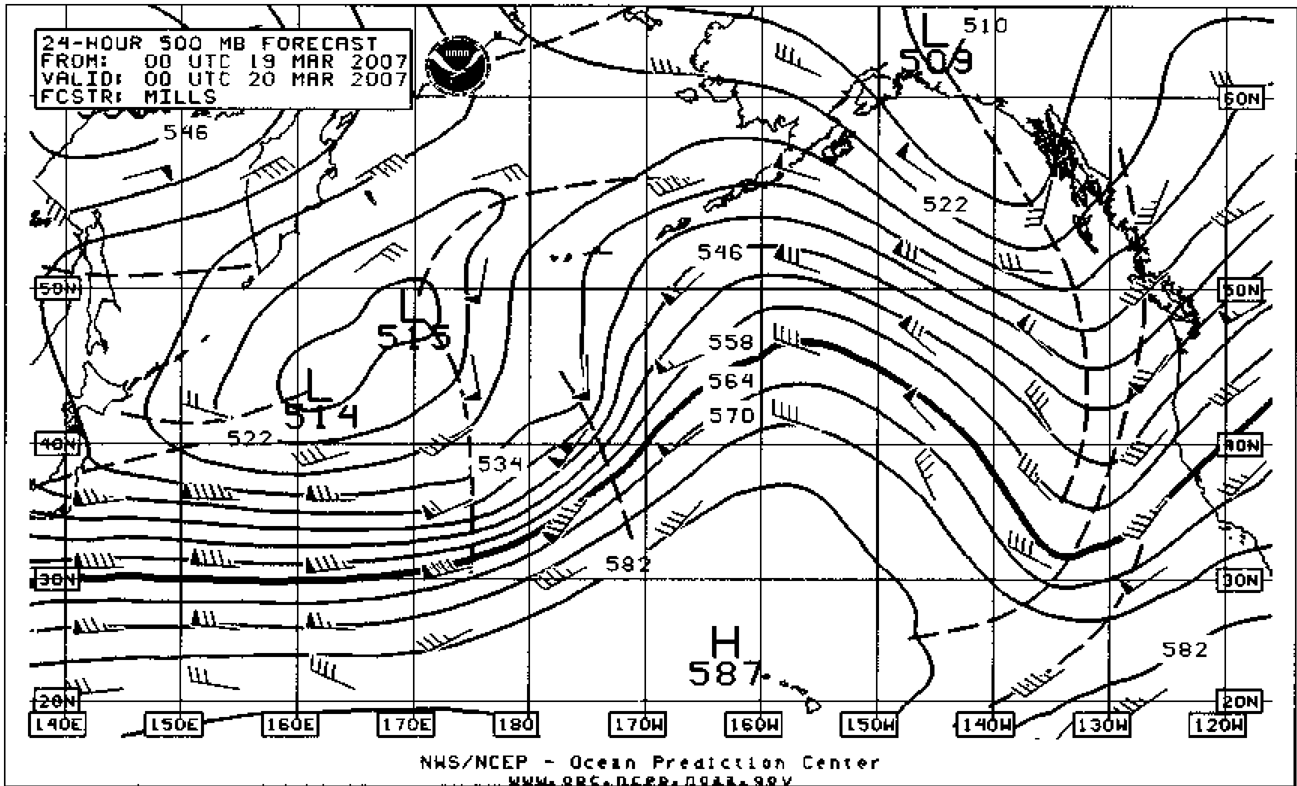


图5-9 美国国家海洋大气管理局海洋预报中心500 hPa预报

图5-10为北京BAF传真台转发欧洲中期天气预报中心（ECMWF）制作的2006年7月5日世界时12时北半球高空500 hPa等压面120 h预报图。北京BAF传真台还转发ECMWF48 h、72 h、96 h的500 hPa预报图。

五、热带气旋预（警）报图

1. 热带气旋预（警）报图实例1

图5-11为日本东京JMH传真台2007年4月3日世界时00时发布的日本气象厅制作的0701号热带气旋预（警）报图。

图中绘出了热带气旋预报时的实际位置和未来24 h、48 h和72 h的预报位置。图中绘有



图 5-10　BAF 转发 ECMWF 500 预报

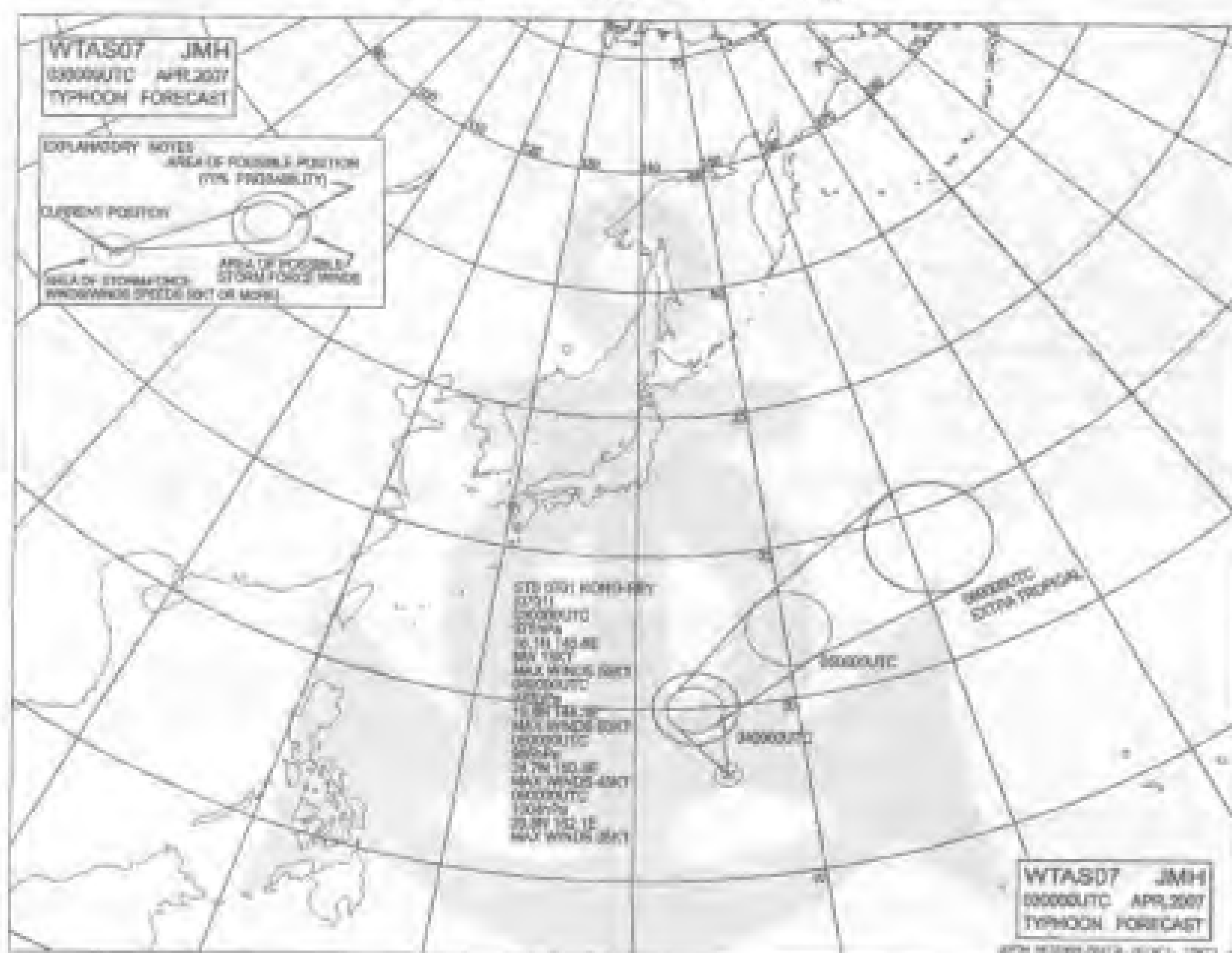


图 5-11　日本东京 JMH 发布的热带气旋预(警)报图

三种区域：

(1)实际大风(≥10 级)区：以预报时刻热带气旋的实际位置为中心绘出的实线圆(Storm Area)。圆外附近为小于 10 级的大风区。

(2)预报圆：表示热带气旋中心未来 12 h、24 h、48 h 和 72 h 可能到达的位置和范围，分别以虚线圆绘出，实际落入圆中的概率为 70% 左右。

(3)大风(≥10 级)警报区：以预报圆外的实线同心圆表示。预计该圆的某些地方将被 10 级或 10 级以上大风覆盖，实际情况将取决于热带气旋的中心位置。

当热带气旋实际风力和预报风力均小于 10 级时，只绘有预报圆(即虚线圆)。

此外，当热带气旋移动速度特别缓慢时，不发布 12 h 预报。

图中简报内容说明了 2007 年第 1 号强热带风暴，名字叫"康妮"(KONG-REY)，3 日世界时 00 时的中心气压为 975 hPa，其中心位于 16.1°N，145.6°E，并以 13KT 向西北方向移动，近中心附近最大风速 55KT。同时，简报还给出了 4 日、5 日、6 日世界时 00 时"KONG-REY"的位置、中心强度和近中心附近最大风速。

2. 热带气旋预(警)报图实例 2

图 5-12 为北京 BAF 传真台发布的中央气象台 2004 年 7 月 25 日世界时 18 时制作发布的 0410 号热带风暴"南川"(NAMTHEUN)预(警)报图。图上部用中文和英文两种文字简述了"南川"目前的的位置、中心强度、近中心附近最大风速和 7 级风圈半径，未来 12 h 的移向和移速，未来 3 天"南川"的预报位置、中心强度和近中心附近最大风速。图中绘出了预报时(25 日 18 时)的"南川"实际位置，7 级以上大风范围，还有未来 3 天"南川"的逐日位置连成的路径曲线。这种热带气旋综合动态图简单、直观，便于掌握热带气旋的发展趋向。

热带气旋警报(TROPICAL CUCLONE WARNING)

中央气象台25 日18 时(世界时)第10 号(0410)热带风暴南川第3 次警报

中心位置：北纬24.4 度，东经148.8 度，中心附近最大风速23 米/秒

中心最低气压990 百帕，七级风圈半径200 公里，十级风圈半径 / 公里

预报未来 12 小时移向西北，移速15 公里/小时

24 小时预报：北纬27.1 度，东经145.8 度，中心附近最大风速33 米/秒

48 小时预报：北纬29.3 度，东经142.4 度，中心附近最大风速38 米/秒

72 小时预报：北纬30.2 度，东经138.8 度，中心附近最大风速40 米/秒

TROPICAL STRORM NAMTHEUN 0410 (0410) WARNING NO 3

POSITION:251800Z AT 24.4N 148.8E, MAX WIND 23M/S, MIN PRESSURE 990HPA

RADIUS OF OVER 30KT WINDS 200KM, RADIUS OF OVER 50KT WINDS / KM

MOVEMENT NEXT 12 HOURS: NW、15KM/H

24 HRS VALID AT 261800Z AT 27.1N 145.8E, MAX WIND 33M/S

48 HRS VALID AT 271800Z AT 29.3N 142.4E, MAX WIND 38M/S

72 HRS VALID AT 281800Z AT 30.2N 138.8E, MAX WIND 40M/S

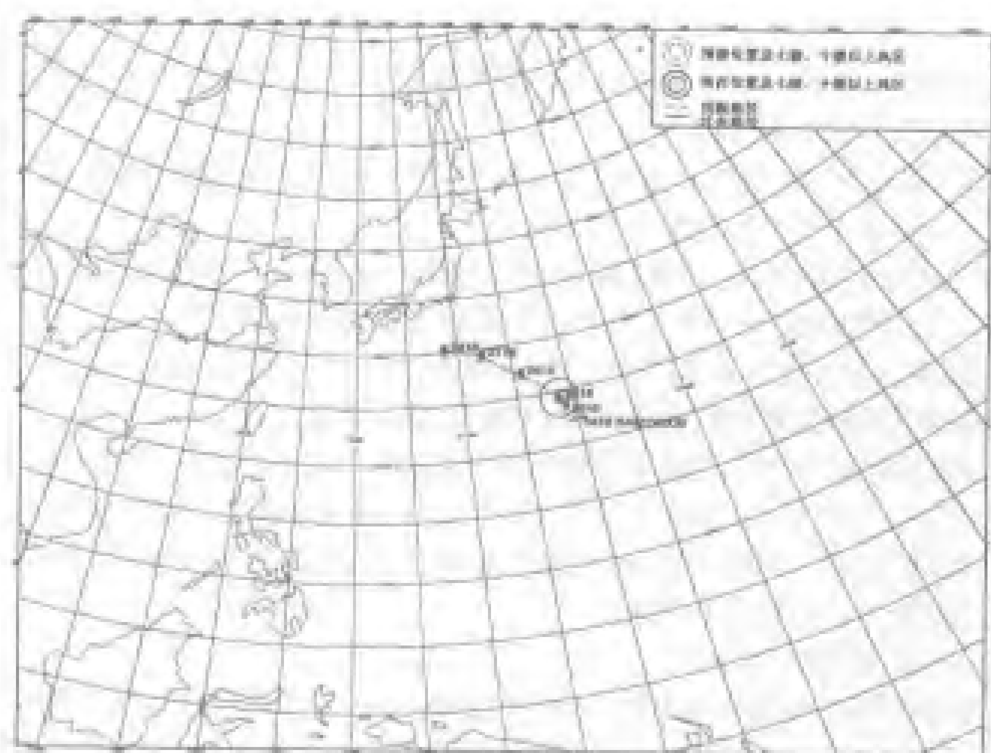


图 5-12　北京 BAF 台发布的热带气旋预(警)报

六、传真卫星云图

1. 气象卫星概述

气象卫星是 20 世纪 60 年代兴起，70 年代投入业务运行，随后蓬勃发展并趋于完善的全新大气观测系统。由于气象卫星具有获取全球探测资料、时空分辨率高、统一性好等优点，使人类认识天气的能力空前提高，极大地促进了气象科学、天气预报业务和气象教育的发展。目前，在天气分析和预报中使用的气象卫星有两类，一类是静止气象卫星，另一类是极轨气象卫星。

地球同步静止气象卫星位于赤道上空约 35 800 km 的高度上，能观测地球面积的四分之一，纬度在南北纬 60°以内，经度横跨 140°左右，对全球的中、低纬地区进行观测可以取得理想的效果。由于气象卫星轨道与地球自转同步，卫星能对同一地区进行连续不断的观测，每隔 30 min 就可以完成一次观测(对小范围可以每 3～5 min 观测一次)。

极轨气象卫星距地面约 800～1 500 km，由于轨道较低，可以提高图像的空间分辨率和探测资料的精确度。

我国是拥有两类气象卫星的国家，风云一号(FY—1)系列卫星属于极轨气象卫星，风云二号(FY—2)系列卫星属于地球同步静止气象卫星。

目前，全球有多颗地球同步静止气象卫星环绕赤道上空，同步观测地球表面以赤道为中心南北纬度各 60°的一条带，多颗极轨气象卫星，使观测范围覆盖了全球，构成全球卫星观测系统。气象卫星观测系统所取得的资料，对热带气旋、温带气旋、暴雨、洪水、海雾和海冰等的监测、预报以及大气运动规律的研究等具有重要的意义。另外，气象卫星资料的应用已拓展到许多领域，如海洋观测、洪涝灾害监测、植被监测、森林长势和火灾监测、农作物长势监测等等。

2. 气象卫星云图的识别

气象卫星云图有两种：一种是可见光云图(visible satellite image，VS)；另一种是红外云图

(infrared satellite image, IR)。

可见光云图是卫星的观测仪器在可见光波段感应云或地物等对阳光的反射差异成像图，在图片上则表现为黑白差异。黑白程度(或称亮度)表示云或地物的反照率大小。白色表示反照率大，黑色表示反照率小。通常，云层越厚，反照率越大、颜色越白。当阳光的照射条件相同时，对于同样厚度的云，水滴云比冰晶云亮。根据云和地表面的反照率的强弱，亮度可以分为6个层次，如表5-3所示。根据此表可以分辨云和地面的特征及类别。

表5-3　不同亮度层次所对应的云和地表特征

黑	海洋，湖泊，大的河流，大面积森林覆盖区的地面
深灰	牧场，草地，耕地
灰	陆地上的晴天积云，沙漠，陆地或单独出现的卷云
灰白	大陆上薄的中高云，中等厚度的云(中云，层积云，层云和雾，积云)
白	积雪，冰冻的湖泊和海洋
浓白	积雨云，厚的卷层云，其下面有中、低云和降水

红外云图是卫星搭载的红外扫描辐射仪，测量从云、陆地或水面放射的长波辐射量，然后变成电信号发向地面接收站，接收站收下后经过显影等过程而获得的图像。在红外云图上，最黑的地区代表最暖的表面，最白的地区代表最冷的表面。根据色调的差异可以判定云顶温度的高低：色调白，温度就低，表示云顶高度高；色调黑，温度高，表示云顶高度低。

分析可见光云图和红外云图时应注意，可见光云图的色调亮度表示物体对阳光反照率的大小，而红外云图的色调则表示物体表面温度的高低。比较这两种云图可以看到，有许多云和地物特征很相似，有一些却差异很大。

通常可根据以下6个基本特征来识别卫星云图上的云和其他物象：范围大小、结构形式、边界状况、色调、暗影和纹理。如表5-4所示。

表5-4　卫星云图上云的识别

图象特征分类	云系特征
云的大小	热带风暴中螺旋状云系、较强的低压、锋面坡度小和暖空气活跃的云面积大，晴天积雨云的面积小
云的边界	冷锋云系前部边界不明显，后部表现为一条线；洋面上的细胞状积云呈多角形；急流云系为一条细云带，云带中有一条条锯齿状的横向小云线；层云和雾的边界清楚，常和地形(如海岸线、山脉)一致
云的亮度	明亮条件相同，云体越厚，则亮度越亮；厚度相同，水滴云比冰晶云亮；在各类云中，积雨云最亮，卷层云次之，层积云为白色，陆上晴天积云为灰白色
云的水平结构	气旋和台风的云系呈螺旋状，洋面上积状云系呈细胞状，锋面、急流、切变线、赤道辐合带云系呈带状，山脉背风坡云系呈波状
云的暗影	中云、高云和发展很高的积云和层积云有暗影；冰面上空的云有暗影，高空急流卷云带的边界也可出现暗影
云的纹理	雾和层状云表面光滑均匀，高积云和层积云有皱纹和斑点，卷云有纤维状纹理

分辨率是衡量卫星云图质量的一个重要指标。所谓分辨率，是指能在图片上区分最小目

标物的本领。卫星云图使用者希望得到清晰度高、细节多的图片。如甚高分辨率云图在晴空条件下，可以清楚地看到长江、黄河等大的地表特征，但在普通分辨率云图上这些特征是看不见的。通常，地面观测者看到的一大片云，在卫星云图上却只表现为一个小斑点，至于云的细小结构，从卫星云图上也不容易看出。例如，卫星云图上看到的一块积云，实际上并不是地面上看到的一个积云单体，而是积云的集合体。在云图上所谓云的单体是指卫星云图上可以识别的云的最小单元，它所代表的实际尺度的大小决定于卫星的分辨率、卫星高度、目标物和照片中心点的距离等。

卫星云图在天气分析和预报上的应用，除了提供大范围天气实况资料外，主要用来分析天气系统和间接推论大气中的一些物理过程。卫星云图的分析包括4个部分：第一是云图的识别，即从云图上识别各种云和地表面的物体（如水、雪、山脉、岛屿、海洋与陆地等）；第二是根据云图上云的大范围分布找出天气图上的各种系统；第三是从卫星云图追踪系统的移动和发展；第四是从云图推论风和其他气象要素的分布。

3. *重要天气系统的识别*

在船舶条件下，利用传真卫星云图很容易识别热带气旋、锋面气旋和副热带高压等天气系统。

（1）冷锋

在卫星云图上，冷锋锋区往往表现为一条长几千千米，宽二三百千米的白色云带。因此，大多数的冷锋很容易从图片上识别出来。冷锋常与温带气旋相联系。冷锋云带位于螺旋云带的外围。靠近螺旋中心部分云带较宽，距螺旋中心越远冷锋云带越窄，云带呈明显的气旋性弯曲。地面天气图上的冷锋一般位于云带内。如果云带中层状云占优势，则地面冷锋位置在接近云区的前边界处；如果积云占优势，则冷锋位于云区的后边界附近。图5-13清楚地显示出，从朝鲜半岛至我国海南岛一带为一典型冷锋云系。

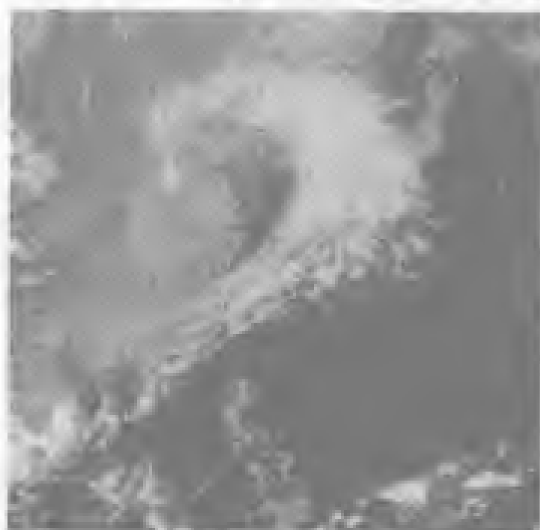


图5-13　锋面气旋云系图

（2）暖锋

在卫星云图上暖锋云区短而宽，通常长几百千米，宽300～500 km，呈反气旋性弯曲并向冷空气一侧突起。地面天气图上的暖锋位置在暖锋云区中靠近后边界处。在卫星云图上暖锋较难识别。

（3）副热带高压

在卫星云图上，副高表现为一大片暗的无云或少云区，而其南北两侧均为多云区（白色），无云区边界一般很清楚，根据经验，大致与500 hPa图上588位势什米等高线所围的区域一致。因此，利用这种关系很容易从卫星云图上确定副高的范围。如果副高区色调很黑，即碧空无云，说明副高区内下沉运动很强，低层的对流云系不易发展。反之，当副高减弱时，副高区颜色将变淡表明内部云系增加。因此，积云块的出现对预报副高的减弱有一定的指示意义。

（4）热带气旋

气象卫星是发现和跟踪热带气旋的有效工具。可以利用卫星云图来确定热带气旋的位

置、发生、发展阶段及未来的移动变化等。

在卫星云图上，热带气旋显示为白色的涡旋状云系，在黑色的海洋背景上显得十分清晰。热带气旋云系包括系统中心的云区和外面的云带。系统中心的云是指可以看到的眼区或涡旋中心的浓密云区(或称密蔽云区)，云带是指环绕中心的弯曲或呈螺旋形的云带。

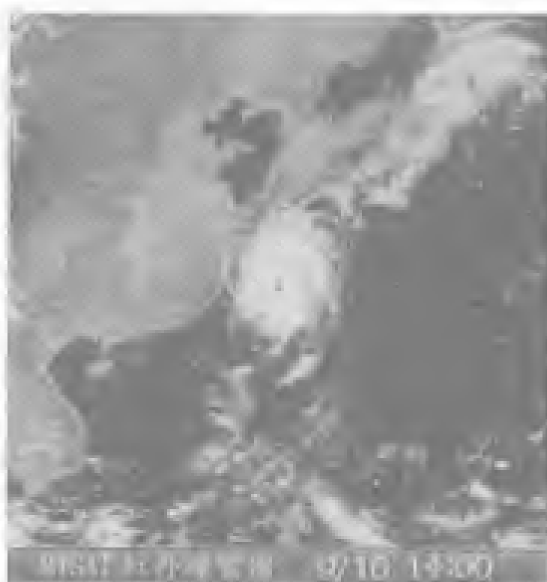


图5-14 0613号台风红外云图

根据云带的几何形状和中心浓密云区的形状、边界清晰程度、纹理等特征，就可以确定中心位置，判断热带气旋的发展阶段和发展强度。此外，利用卫星云图还可以确定热带气旋的移动路径、最大风速、中心最低气压以及热带气旋的大风范围和降水分布等。图5-14是2006年9月16日14时0613台风"珊珊"(SHANSHAN)的红外云图，黑色眼区和白色浓密螺旋状云带的涡旋区十分清晰。台风位于台湾东北海面，向东北偏北方向移动。

除上述可见光云图和红外云图外，必要时还可接收卫星云图云层分析图。这种云层分析图是卫星云图的详细解析图，可供分析对照使用。目前，北京BAF传真台每天播发亚洲地区的云层分析图。

七、波浪传真图

波浪是影响船舶运动和航行安全的主要因素之一。在海上，为了详细、及时地了解航区和航线前方的波浪分布情况，船舶必须逐日接收波浪传真图，必要时可及时避开恶劣的海区，保障船舶安全航行。波浪传真图也是海上船舶最常用、最重要的传真图之一。波浪传真图分为波浪分析图(AW)和波浪预报图(FW)两种。各国发布的波浪传真图的名称和表示方法也不统一，大部分国家的波高采用米制，而有些国家则采用英尺或浪级表示。

1. 波浪分析图

波浪分析图是根据船舶和海岸观测站的资料，对海上波浪状况进行分析绘制的图，对船舶航行和预防海难事故很有用处。由于这种图可以预知从海面传来的最大波浪，故对沿岸港口的防灾工作也有帮助。图5-15为日本东京JMH传真台2004年11月18日世界时00时发布的西北太平洋波浪分析图。图中粗实线表示等波高线(依据的数据是风浪高与涌浪高两者的合成波高)，单位为米，从2 m开始，两相邻等波高线间隔为1 m。图中还绘出主波向"⇒"(几列波并存时波高最大者的传播方向)、乱波海域和海上观测船位点的水文气象要素实况，其中包括风向、风速、风浪向、风浪高、风浪周期、涌浪向、涌浪高和涌浪周期等。此外，图中还标绘出同一时刻的高、低气压、热带气旋中心位置、强度及锋线位置等。图中在北太平洋由强温带气旋(中心气压968 hPa)引起的巨浪，其波高达到10 m。在菲律宾以东洋面由0425号台风引起6 m的浪高。

2. 波浪预报图

波浪的预报非常复杂，目前、由各国专门机构制作的波浪预报图时效一般为24～48 h，最长72 h。我国国家海洋局也通过传真广播和电视每天发布我国海域及外海的24 h波浪预报。船舶如按时接收这种图，便可非常直观地了解海洋上的波浪未来的分布状况。若只有波浪分

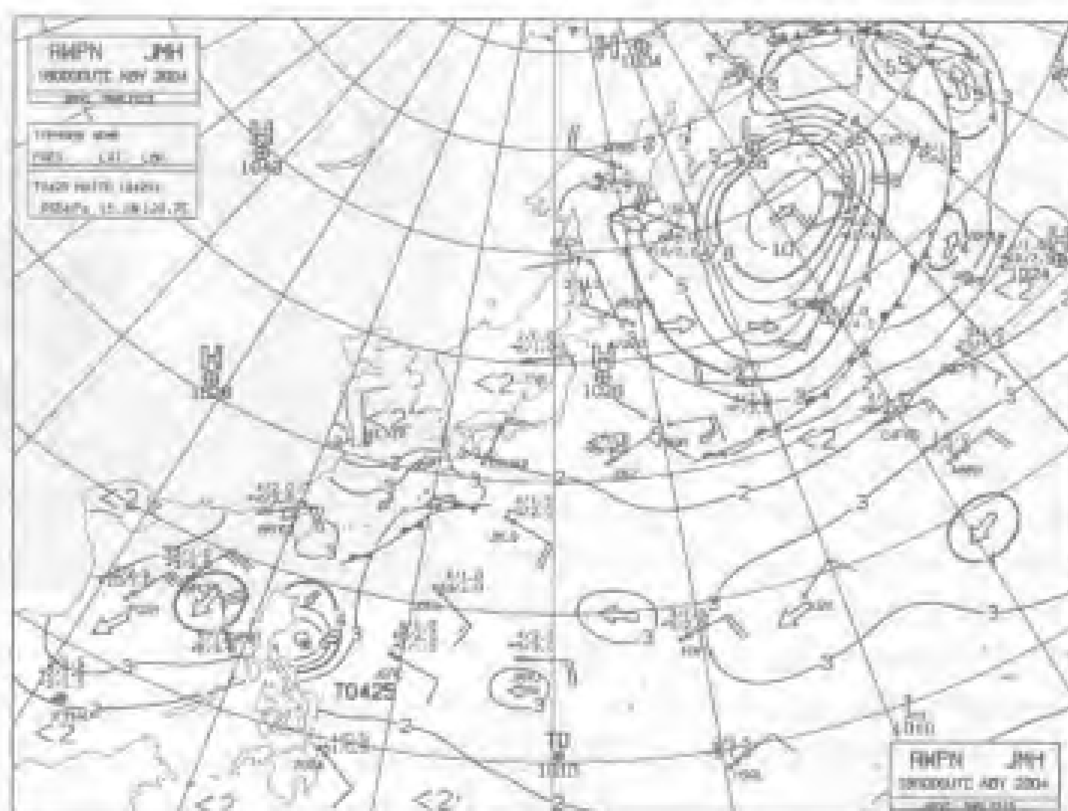


图 5-15　日本东京 JMH 波浪分析图



图 5-16　日本东京 JMH 波浪预报图

析图时，亦可参考地面分析或预报图上天气系统的发展和移动等资料，对波浪情况做出短时的外推预报。图 5-16 为日本东京 JMH 传真台 2005 年 8 月 3 日世界时 00 时发布的西北太平洋 24 h 波浪预报图。图中绘有等波高线、主波向及个别地点主波的波高和周期。此外，还标绘出 H、L、TD、T 等中心位置、强度以及锋线位置等。在波浪预报图中，等波高线的数值为有效波高($H_{1/3}$)，它是基于波谱分析等海洋学理论经过复杂计算得出的。图中在台湾以东洋面预报出 0509 号台风将引起 12 m 的浪高。

图 5-17 为美国国家气象局 2007 年 3 月 18 日世界时 12 时发布的北太平洋 48 h 风浪预报图。图中实线为等波高线，间隔 1 m，数字表示波浪高，用风矢和风羽表示风向和风速大小。图中在高纬度的波状线表示冰界线。

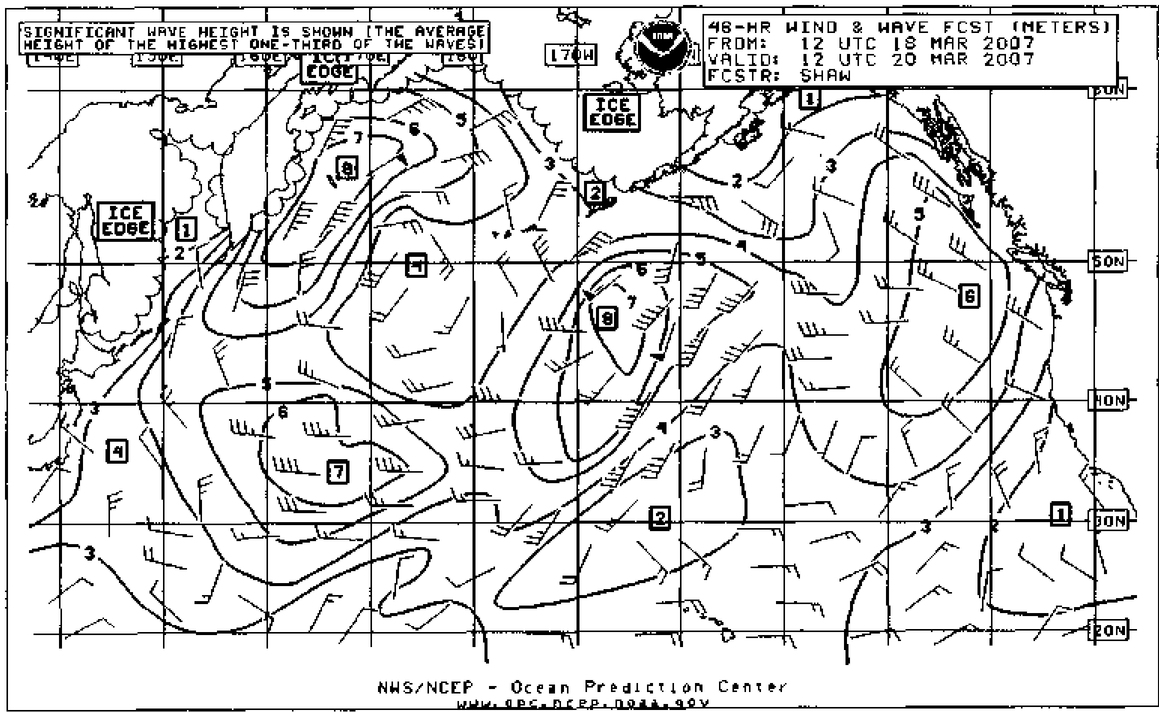


图 5-17　美国国家气象局北太平洋 48 h 风、浪预报图

另外，随着天气和海浪预报方法的逐步改进，一些主要的海洋预报中心发布 5～10 天的海浪预报。如美国关岛舰队气象海洋数值预报中心(FNMOC)目前通过互联网对外公开发布全球各大洋逐日 6 天、间隔 12 h 的有效波高和海面风场预报。这些图表资料可在相应的网站上获取。

八、海流传真图

海流传真图分为海流分析图(SO)和海流预报图(FO)两种。

海流一般变化缓慢，比较稳定，因此海流传真图的时间间隔比天气图要长很多。常见的有旬和月两种海流分析图，它是根据上个旬(或上个月)的海流实测资料绘出的图。图 5-18 为日本东京 JMH 传真台发布的西北太平洋 2002 年 2 月中旬表层海流实况传真图。图中箭矢表示流向，不同形式的箭杆表示不同流速。图中还标出了黑潮(KUROSHIO)与北赤道流的主轴位置、水平范围和流速分布等情况。图中黑色区为海冰区。

九、冰况传真图

冰况图(ice condition chart)是根据卫星及其他观测资料绘制的。目前，发布海冰图的传真

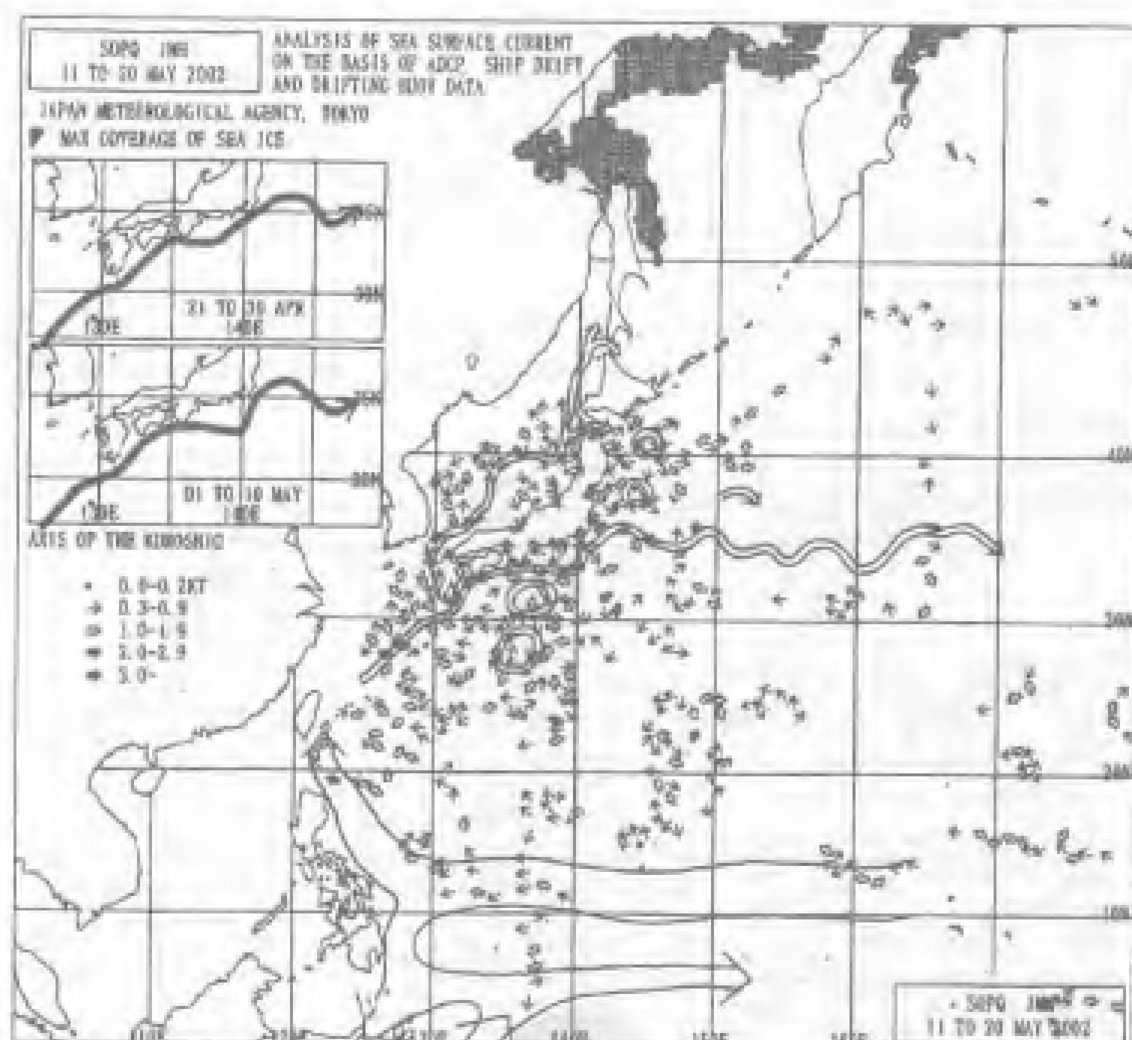


图 5-18 日本东京 JMH 西北太平洋海流分析图

广播台有日本东京、瑞典斯德哥尔摩、德国奎克博恩、英国布拉克内尔和加拿大哈利法克斯等。多数广播台只限于在冬季指定的星期发送海冰状况图。冰况图中不仅简单地表示冰量，而且还表示出冰块的位置和可能通行的航道。同时，冰况图中列举不同海域海冰的聚集状况，还有简报形式的冰情分析与展望。此外，图中还绘出表层等水温线，间隔为 1 ℃。

思考题

1. 阅读天气报告应明确哪些问题？
2. 解释气象传真图中常用警报符号的具体含义。
3. 举例解释地面传真图中说明热带气旋和温带气旋的英文短文。
4. 船舶如何分析和应用地面传真图？
5. 说明热带气旋预(警)报图中绘出的三种区域。
6. 在卫星云图上怎样识别典型的天气系统？
7. 简述传真波浪分析图中给出的主要信息。

第三节　天气预报的基本方法

一、天气预报内容和时效

天气预报包括天气形势预报和气象要素预报两部分，前者是对天气系统（高压、低压、槽脊、锋面等等）的移动、强度变化和生成、消亡的预报；后者是对气温、气压、湿度、能见度、风、云、降水等气象要素和天气现象的预报。两者密切相关，天气形势是预报气象要素变化的基本依据。

预报时效包括短时预报、短期预报、中期预报和长期预报。通常称时效在几个小时内的预报为短时预报，时效1～3天的预报为短期预报，时效为3～10天的预报为中期预报，时效10天以上的月、季、年预报为长期预报，一年以上的预报称为超长期预报。

二、天气预报方法

目前，天气预报方法，大体分为三类，即天气图法、数值预报法和数理统计法。天气图法和数值预报法主要用于短期预报，近年来也在向中期预报方向延伸。数理统计预报法主要用于长期预报，近年来也向短期预报方面发展。在实际预报工作中三种方法是相互结合、相互补充使用的。

1. 天气图预报法

天气图预报法是出现最早的一种天气预报方法，目前仍然是大多数气象台站采用的主要方法。该方法是以天气图为基本工具的预报方法。它是从同一时刻的各层天气图上分析出天气系统及其结构和天气状况，再从前后连贯的几个时刻天气图上判断出这些天气系统的生成、移动、发展和消亡等变化，以及各个天气系统之间的相互关系。根据这些分析，应用天气动力学原理来预测各个天气系统的未来演变，作出天气形势预报。再依据天气形势的可能演变趋势作出温度、气压、风、云、降水等气象要素和天气现象的预报。

在天气预报过程中除了遵循天气学的分析原则以外，还与预报员的实践经验有很大关系。因而天气图预报法带有一定的主观成分，预报的精确度受到一定的限制，它属于半经验性预报。在实际工作中经常使用的方法，一般是经验方法，如外推法、引导气流法及历史资料的应用等。

(1)外推法。天气形势的发展一般都在一定时间内具有一定的持续性。因此，可以把天气系统如锋面、气旋、反气旋和高空槽脊等的过去演变趋势外延至以后一段时间，以推测天气形势的未来变化。这种方法叫外推法。

天气系统的移动和强度变化均可用外推法。但外推法只有在引起天气系统变化的因子作用较小的情况下，预报效果才比较好。实际上，天气形势往往会发生较大的变化，特别是当天气系统消失或新生时，使用外推法进行预报就会遭到失败，因而外推法不能做出较长时间的预报。

(2)引导气流法。地面上的浅薄系统（如冷高压、发展时期的锋面气旋等）的移动方向与该系统上空某一等压面上的气流方向基本一致，其移动速度与该高度上的风速成一定的比例，这个高度上的气流称为引导气流。通常，地面系统的移速相当于500 hPa等压面上风速的50%～70%，相当于700 hPa等压面上风速的85%～100%。

引导气流方法对浅薄系统移动的预报效果比较好，对地面系统加深后预报效果就比较差，

这时应该使用其他方法进行预报。

另外，在使用这种方法时，必须注意地形对地面系统移动的阻挡和动力作用，同时，也应注意引导气流本身的变化。

（3）历史资料的应用。在应用历史资料时，一般应采用下列三种方法：

①相似形势法：如果前几天的天气图和天气形势变化同历史上某次天气形势演变大致相似，就可以依照历史上天气形势的变化规律来预报未来的天气形势的变化，这种方法称为相似形势法。但在实际的天气形势变化过程中，没有完全相同的变化，因此不但要找出相似的情况，还要找出其不相似之处，找出各自的特殊情况，分析其内因和外因，结合起来对预报进行订正。

②模式法：将历史上许多相似的天气加以综合分析，归纳出若干典型的天气模式。在预报时，将当时的天气形势同天气模式进行比较，找出某一相似模式，依照该模式的变化规律来预报未来天气形势的变化。

③统计法：将大量的历史气象资料，运用统计方法，统计出各种天气系统的移动路径、速度、中心强度等数据，以便预报时参考。目前统计预报方法在气象台天气预报中广泛应用。

2. 数值预报法

数值预报法是以大气运动的动力学和热力学为基础，应用计算机进行数值计算的一种预报方法。

数值预报法目前主要用于天气形势预报。它应用动力学和热力学的基本原理来描述大气运动状态，把影响大气变化的各种物理过程，特别是主要过程列出一组控制方程，然后把各地区各层次上的初始观测数据和分析结果输入计算机，对方程组按时间步长进行反复求解，进而得出未来时刻各个地点、各个层次上的等压面高度、温度、湿度和风速矢量的三个分量 u、v、w 的预报值，并自动填绘在图上，成为一张未来 24 h 或 48 h 后的天气形势预报图。数值预报法的最大优点是客观化和定量化，但是大气运动异常复杂，在目前计算机容量和速度有限的情况下，需要对预报方程组进行适当简化，而简化方程组的预报结果与实际情况往往出现一些差距，不可能预报得十分精确，而且只能反映大尺度系统的主要活动和演变，对中小尺度系统的活动和一些次要的过程预报不出来。数值预报的时间不能外延太长，延续时间越长，预报的结果与实际出入就越大。

3. 数理统计预报法

数理统计预报，简称统计预报，是通过对历史资料进行统计分析，找出预报量与已知量间的关系，进而归纳出预报模式而作出定量或定性预报的方法。统计预报把概率论作为理论基础，把预报对象看成随机现象。因而统计预报的结论只是概率上达到某种可以置信的程度，而并不保证任何时候都一定这样。它属于非确定性预报，与数值预报法有本质区别。

统计预报成败的关键在于预报因子的选择。一般来说，好的预报因子不但与预报量在统计上有较高的相关关系，而且从天气学理论上说，与预报量之间也应有比较明确的物理关系。

统计预报除了将预报量资料与预报因子资料作相关关系统计外，对预报资料还要进行一系列气候统计，包括预报对象在历史上的平均值、极大值、极小值、在某一时期内出现的频数、频率、最大可能出现的时间等等，从而了解该预报对象出现的一般可能性。

近年来，把统计预报法与数值预报法相结合，作出气象要素预报，取得较好效果。这种方法称为模式输出统计预报，简称 MOS 法。

三、船舶天气预报

1. 船舶天气预报的着眼点

(1) 了解预报海域的海况、气候条件和环流特点。掌握航区海流性质、流向流速和分布特点;熟悉航区气候和季节环流特点。如风浪、浓雾以及对船舶有较大影响的天气系统的时空分布等。

(2) 确定预报海域的影响系统。根据船舶当时所处海域的气压场形势,确定现在或未来影响本船的天气系统。通过分析过去几天的实况天气图,追踪影响系统的移动和强度变化。对船舶的所有天气预报都围绕着影响系统来考虑。

2. 船舶航线天气预报方法和程序

(1) 接收气象传真图:主要接收地面分析图、地面预报图(24、36、48 h)、海浪分析图、海浪预报图等。

(2) 确定影响船舶的天气系统:① 当船舶在中高纬西风带海域航行时,天气系统总是自西向东移动和发展演变,因此,影响系统将在船舶附近及其以西(上游)的天气系统,这类天气系统有:温带气旋(锋面气旋)、冷高压、副热带高压、转向进入西风带的热带气旋、飑线和雷暴等;②当船舶在低纬东风带(信风带)海域航行时,天气系统总是自东向西移动和发展演变,因此,影响系统将在船舶附近及其以东(上游)的天气系统,这类天气系统有:热带气旋、副热带高压、雷暴、赤道辐合带、东风波和热带云团等。

(3) 在天气图上,分别标绘出过去、现在和未来影响船舶的天气系统的位置和强度。以分析图时间为现在,取前 6 h 或 12 h 分析图资料为过去,未来时间依次取 24 h、36 h、48 h 预报图,并做系统移动轨迹线。

(4) 在天气图上,分别标绘出现在船位和计划航线上未来 24 h、36 h、48 h 的船位,并作连线。

(5) 将现场观测资料按单站填图模式绘在观测时的船位点上,并标出各时刻船位与影响系统中心之间的距离,分析确定未来 24、36 或 48 h 船舶所处气压场形势。

(6) 作出航线上未来 24、36 或 48 h 船位的天气预报,其中有:风的预报、浪的预报、雾的预报等气象要素预报。

按照以上方法,分析给出船舶过去、现在和未来的风向风速、浪向浪高以及天气状况等,如表 5-5 所示。

表 5-5　船舶天气海况要素预报简表

	观测前 12 h	观测前 6 h	观测时	未来 12 h	未来 24 h	未来 36 h	未来 48 h
风向							
风速							
浪高							
浪向							
阴晴							
其他							

思考练习题

1. 解释短时预报、短期预报、中期预报和长期预报。

2. 简述天气预报的主要方法。

3. 简述船舶航线天气预报方法和程序。



第六章　船舶气象导航

第一节　概　述

远洋船舶在横渡大洋时，总希望能够选择出一条既安全又经济的最佳航线，以便赢得较好的航行条件。但是，长期以来，由于技术条件的限制，使得跨洋航行船舶的航线选择往往达不到令人满意的效果。因此，它始终困惑着远洋航行的船长和船舶驾驶人员。

近年来，随着现代科学技术的飞跃发展，一门新兴的现代化航海技术——海洋船舶气象导航（气象定线）诞生了。海洋船舶气象导航是将气象学、海洋学、航海学和计算机应用等学科有机地结合起来，从而使船舶在海上的航行能够达到最佳效果。大量的海上实践表明海洋船舶气象导航具有明显的安全性和显著的经济效益，目前已被全球的海运界广泛采用。

第二节　气象航线和气候航线

一、气象航线

气象航线（Weather Routing 又称天气航线）是根据较准确的短、中期及有效的长期天气和海洋预报，结合船舶性能、装载特点、技术条件、航行任务等，为横渡大洋的船舶选择的最佳天气航线。

气象导航是指根据较准确的短、中期及有效的长期天气和海洋预报，结合船舶性能、装载特点、技术条件、航行任务等，为横渡大洋的船舶选择最佳天气航线，并在航行中气象导航公司始终跟踪被导船舶，利用不断更新的天气和海况资料指导船舶安全、经济航行的航海技术。这一导航过程俗称船舶气象导航。

随着气象科学的发展，天气预报的水平逐步提高，同时，世界海运业的竞争越来越激烈，要求在保障海上船舶安全经济航行的前提下，提高营运效益，使海上运输更趋安全合理化。在此形势下，气象导航诞生了。

1952 年美国创建世界上第一个气象导航公司——美国海洋气象导航公司（OCEAN ROUTES INC.），总部设在美国加州旧金山，该公司拥有专职人员 250 人，其中包括海洋、气象、航海、数字模式、计算机、造船及海洋工程等方面的专家。总部设有电脑中心、通信中心、导航中心、天气和海况预报中心以及提供气象、海洋船舶动力咨询服务中心等。除总部外还下设许多分公司，分公司分别设在纽约、休斯敦、哈利法克斯（加拿大）、伦敦、阿伯丁（苏格兰）、阿布扎比（阿联酋）、佩思（澳大利亚）、新加坡、香港（中国）、东京和上海等地。各分公司均有电脑与总部的电脑中心联网，并承担全球的气象导航业务。

最佳航线：其含义是指在始发港和目的港之间寻找一条既能保证船舶航行安全，又能使航行时间最短的航线。它可以根据船舶的航行任务和船长的不同要求，推荐不同的航线，通常可分为最短航时航线和最舒适航线。

最短航时航线：是使船舶自始发港到目的港之间的整个航程，在确保安全（船损、货损减小到最低限度）的条件下，航时最少、节省燃料，提高船舶的营运效益。因此，最短航时航线又称经济航线，多为一般货船采用。

最舒适航线：是要求船舶在航行中尽量减少风浪的影响，使航行条件安全、舒适。这种航线多为客船和旅游船所采用。

二、气候航线

气候航线（climate routes）是以气候资料为基础，结合航海经验而制定的航线，又称习惯航线。

气候航线是建立在气候资料统计基础上的，它是前人宝贵经验的总结，它经历了一个不断丰富和发展的过程，在相当长的时期内，它对大洋航行的船舶安全和船长的决策工作都起到很大的指导作用，迄今仍有许多船长以它作为选择大洋航线的主要依据。

三、气象航线与气候航线的关系

气象航线与气候航线既有区别又有联系，气象航线是气候航线的发展，气候航线是气象航线的基础。

气候航线是建立在气候学的统计方法上的，这种航线大都是根据大气环流、世界风带、季风和洋流等方面的统计资料和航海人员的经验来制定的。不同季节航线差别很大，它是某种气候条件下的较优航线。然而，气候资料只能反映某一海域、某一季节天气和海况的平均状况，而船舶在气候航线上实际遇到的天气和海况往往与这种平均状况差别很大，有时甚至会遇到意想不到的天气和海况，而导致航行条件复杂化，给船舶航行带来许多困难，有时甚至会因意外的灾害性天气而造成船损、货损、费时等损失。由于气候航线所考虑的只是某个海域的天气、海况的平均状况，因此对温带地区的一些移动性低压系统，在一般的气候图上是反映不出来的。也正是这些移动性的低压系统常常造成恶劣的天气和海况，对船舶航行威胁很大，甚至有一定的危险性。"世界大洋航路"中所推荐的航线均属气候航线。

另外，某些气候上的优越航线，在天气上有时却是很坏的航线。例如：中远公司一些远洋船舶在采用气象导航之前，航行于中—美西、中—加航线的常规航法是沿35°N或稍偏南的航线航行，通常称为中纬度航线或南方航线，这是因为根据气候资料介绍，冬季北太平洋中、高纬度低气压活动频繁，该海域风浪较大，不利于航行。为了避开中、高纬度大风浪区故推荐35°N或稍偏南的航线，它虽然比大圆航线航程长500～600 n mile，但认为可以保证航行安全。实际上到目前为止已有许多资料和实践证明，这条航线并非是一条较理想的航线，特别是在冬季船舶西航时，它可能是一条较危险的航线。因此，一般航海图书资料中推荐的气候航线，从气候角度分析都是比较好的，但是从当时实际的天气和海况来分析，就不一定是较优越的航线。根据一些有实践经验的船长反映，航海图书资料中推荐的某些航线，实践中有时无法完全实施，原因是常常遇到大风浪，迫使船舶不得不改变航向，甚至达不到较好的安全、经济效益。相反，某些气候资料认为不适航的海域，在某些时段会出现有利于船舶航行的好天气。这正是气候航线的局限性和它不能满足今日航海需要之处。

气象航线充分考虑了航线上未来的各种天气过程，并在很大程度上克服了气候航线的局限性。但是，由于气象航线对天气和海况预报实效要求较高，而目前国际上天气预报的水平只能提供较准确的5天预报，无法完全满足跨洋航线的需求。因此，在目前阶段，气象航线还不能完全取代气候航线，在很多情况下还要参考有关的气候资料。所以说气候航线是气象航线

的基础,气象航线是气候航线的发展。

思考题

1. 解释气象航线、气候航线和气象导航的概念。

2. 简述气象航线与气候航线的关系。

第三节 气象导航的安全性与经济效益

一、气象导航的安全性

狂风、巨浪、暴雨、浓雾等恶劣天气和海况,常常严重威胁船舶航行安全。因此,最大限度地保障船舶安全是船舶航行的基本要求,同时也是船舶选择航线时必须考虑的首要问题。

多年来,在气候航线(习惯航线)上航行的船舶,由于各种恶劣天气和海洋因素的影响所造成的海事仍相当严重。

气象航线在一定程度上克服了气候航线的不足,气象导航明显地提高了船舶航行的安全性,主要表现在以下几个方面:

1. 重大海事减少

采用气象导航的船舶,由于天气和海洋因素而引发的重大海事显著减少。据美国 OCEAN ROUTES 气象导航公司统计,该公司自 1955 年至 1980 年的 25 年中,共为 6 万艘次横渡大洋的船舶进行气象导航,仅有 2 艘船舶损失在其推荐的气象航线上,年平均船舶损失率为 0.02%。而在习惯的气候航线上航行的船舶,因恶劣海洋环境所造成的船损率,年平均为 0.13%。可见,采用气象导航后船舶航行安全性明显提高。

2. 船损减少

采用气象导航从全程的效果来看,可以大大改善航海环境条件,使船舶最大限度地避开恶劣天气区和海况,特别是船舶在顶浪航行时,持续的首底浪击可使累积的船体损伤相当严重,有时甚至会造成船体断裂。计算表明,在风暴条件下,浪对船体的冲击力可超过 20 t/m^2。美国海事气象处 1976 年对大西洋海域 6 年的恶劣天气及其破坏效应进行了研究,研究结果如图 6-1 所示。

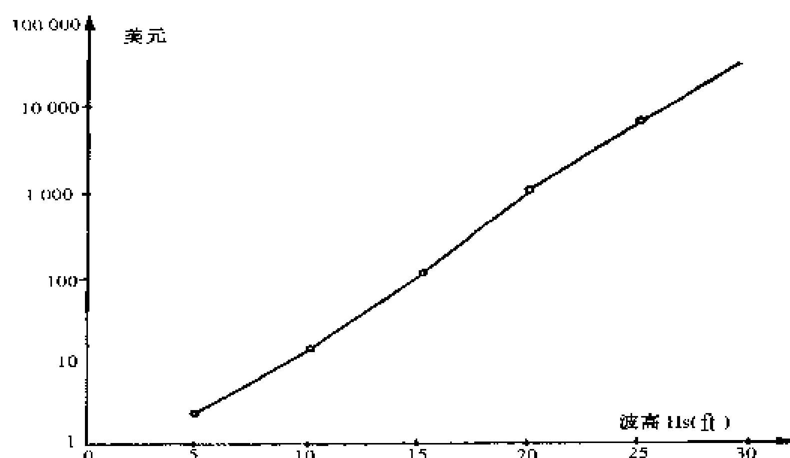


图 6-1 波高—平均每天受损数值图

由图可看出,在遭遇 10 ft(3.05 m)高涌浪的情况下,一般船每日遭受的破坏损失费用为 14 美元;当浪高增至 20 ft(6.1 m)时,则每日遭受损失费用增加 100 倍,可达 1 400 美元;浪高增至 30 ft(9.2 m)时,则每日的受损费用超过 30 000 美元。同时从图中也可以看出,浪高每增加 1 英尺,遭受破坏的可能性便增加 59%,即潜在修船费用随之上升约 60%。在浪高升至 18 ft(5.5 m)以上时,其破坏效果尤为显著,其中由于顶头浪、横浪造成的船舶损害更大。因此,船舶在大浪中航行不但有一定的危险,而且也不可能经济。

气象导航能使船舶减少遭遇顶头浪的机会，尽量避开这种危害船舶航行安全的恶劣天气区和恶劣海况区，从而减少大风浪对船体的损害。

3. 货损降低

船舶采用了气象导航，航行环境得到了极大的改善，不但减少了船损，而且货损率也大大降低。据我国某远洋运输公司统计，在采用气象导航以前，该公司的船舶冬季由加拿大返航，沿中纬度的气候航线航行，由于受恶劣天气和海况的影响，大部分船舶都会遇到顶头的大风浪，海水经常淹没船舶前半部的舱口，货损事故经常发生，造成较大的经济损失。采用气象导航后，该公司在中—加、中—美西西航的40个单航次中，船舶货损率显著降低，据统计几乎没有因风浪等原因发生过货损。

船舶采用气象导航，极大程度地改善了航行条件，从而使其安全性得到了很大提高，货损率、船损率大大降低。大量的实践证明这是气象导航越来越为更多的航运界和航海家们所接受的主要原因。

二、气象导航的经济效益

气象导航的经济效益，主要体现在缩短航时，减少燃料消耗，降低营运成本，提高经济效益。气象导航能充分利用有利的天气和海洋环境，如顺风、顺浪、顺流等，来提高船速或使船舶失速降到最低限度，以达到缩短航时、降低营运成本和提高经济效益之目的。另外，通过气象导航改善航行环境，使得船损、货损减少也是一项重要的经济效益。

采用气象导航的经济效益主要体现在以下几个方面：

1. 缩短航时

气象导航充分利用有利的海洋环境因素来缩短航时。缩短航时的办法有两方面，一是使航程尽量短而合理；二是尽量避开航行途中的强风、巨浪，特别是顶风、逆浪的海区，充分利用顺风、顺浪、顺流等有利条件。

据统计，船舶采用气象导航后，航行中遭遇顶风、顶浪的机会大大减少，而顺风顺浪的机会在60%左右，同时航程也有较大程度的缩短。如在北太平洋跨洋航行中采用气象航线，一般要比中纬度航线缩短500 n mile以上，最优时甚至缩短1 000 n mile的航程，大大缩短了航时。

大量的资料统计表明，北太平洋、北大西洋的跨洋航线，采用气象导航的船舶与没有采用气象导航的同类船舶相比较（同走高纬度），航时也有较大的节省。据美国OCEAN ROUTES气象导航公司统计，在北太平洋东航跨洋航线平均每次可节省4.5 h，西航平均节省8.6 h。在北大西洋东航跨洋航线平均每次可节省3.6 h，西航平均节省5.9 h，其中冬季的收益远大于夏季。

2. 节省燃料，降低成本

气象导航选择了比较合理的航线，能达到缩短航时的目的，同时，航时的缩短又会带来燃料的节省和运输成本的降低。

北太平洋航线若采用气象导航推荐的经阿留申群岛、白令海高纬度航线与习惯上采用的中纬度航线相比较，气象航线节省的时间则可用大数计算。

我国某远洋运输公司几年来采用气象导航获得了很大的经济收益。过去，该公司的船舶在加拿大、美国—中国的西航中大都采用中纬度习惯航线，不仅航线长，而且经常遭遇顶风逆浪，船损、货损几乎每条船都有，航时最短为21天，最长达29天，平均23～24天。采用气象导航后，航程和航时都大大缩短了，最短航时仅为15天，平均缩短4～5天，仅燃料费一个单航次

可节省28 800～35 000美元。由此可见气象导航的经济效益是非常显著的。

目前世界上仍有相当多的船舶，冬季跨洋航线的选择（北太平洋、北大西洋）采用30°N～35°N附近的中纬度习惯航线，由于天气和海况的影响以及航程的增加，使其航时大大增加。例如：我国某远洋运输公司两艘同类型的船舶，A轮与B轮，同样从加拿大太子港满载返航回国。A轮采用了美国气象导航公司推荐的高纬度气象航线，经白令海返航，走经济航速11.6 kn，航时16.6天抵秦皇岛港。B轮采用了中纬度的习惯航线返航，结果航行了29天才到达青岛港，比A轮多航行了近13天，而且B轮一路上顶着狂风、恶浪航行，船舶严重损坏，航修20多天，货损达2 000多吨，这样一次就损失了几十万美元。

3. 其他经济效益

在航运业务中经常会遇到签订有时间限制的运输合同，尤其对航次承租的船舶，有时货主要求受租船舶按合同指定的日期到港装卸货，若逾期不到，则要赔偿滞期费或取消运输合同。这样必然会对营运公司的经济产生一定的影响，甚至影响到公司的信誉。

据有关部门统计，凡接受气象导航的船舶有93%提前或准时抵达目的港，而没有接受气象导航的船舶却有38%晚到。可见，采用气象导航能够提高船舶到港时间的准确性，尤其对那些要求使用专用码头装卸货和严格按计划使用吊车的特种船舶和集装箱运输船舶来说，采用气象导航是极为有利的。

另外，对于一些赶潮水的船舶其意义就更大了，拖一次潮水，时间就要损失几至十几小时。可见跨洋航行的船舶采用气象导航在很大程度上可达到安全、经济、准时航行效果。

思考题

1. 气象导航的安全性主要表现在哪几个方面？
2. 气象导航的经济效益主要体现在哪几个方面？

第四节　影响船舶运动的海洋环境因素

海洋环境主要包括大气、海洋和海底地貌等。它们与航海活动有着十分密切的关系，特别是大气和海洋，经常处于不停的有时甚至是很激烈的运动中，这就使得航行在海上的船舶受到很大的影响和制约。远在帆船时代，海上的活动，天气往往起到决定性的甚至是不可抗拒的作用，所以人们视航海为一种冒险活动。随着科学技术的发展，现代化的船舶都趋向大型化、自动化，但是无论船舶多大，自动化程度多高，实践证明，在恶劣的海洋环境下仍会造成船舶的严重损失。因此，在现代航海活动中仍不可忽视海洋环境因素对船舶的影响。影响船舶运动的海洋环境因素主要有风、海浪、海流、雾、海冰以及其他一些碍航物。

一、风的影响

在海上，风（wind）是航海者最关心的气象要素之一。风不仅直接影响船舶运动，而且它的作用还会通过海浪和海流间接地表现出来。

风对船舶的影响，一方面使船舶向下风漂移，另一方面使船舶产生偏转。船舶因风压产生的横向漂移速度与风速、风舷角、船速、船舶水上受风面积和船舶形状等因素有关。

风对船速的影响，一般情况下，顶风减速，顺风增速。当风速小于20 kn时，顶风约减速5%，顺风约增速2%，其他舷角介于两者之间。当风速较大时，风引起的中、大浪对船速影响

很大，无论顺、逆风均使船速减小。当船速与风速相当时，既影响航速又影响航向，导致船舶发生偏荡运动。

例如一艘航速为 20 kn 的船舶遇到舷角 60°的 7 级风，且有 4 m 高的大浪，船速将下降 20%左右，降至 16 kn。同时为了防止船体受海浪的冲击，船长可能有必要下令降低主机转速，使船速更慢。

一般而言，当风舷角相同时，客船受风影响最大，货船次之，油船最小。风对同样吨位的满载集装箱船比满载油船作用大得多。总之，风对船舶运动的影响主要视船舶类型、装载情况、干舷高度、上层建筑面积及形状等因素确定。

二、海浪的影响

海浪（sea wave）是发生在海洋中的一种波动，是海水运动的主要形式之一。同时也是影响船舶运动的重要因素。船舶在海浪的作用下可以导致摇摆、偏荡、砰击、上浪和失速等现象。船舶在海浪中失速取决于船舶特征函数（吃水、吨位、船型等）、风浪的大小、范围及浪舷角等因素。当浪较小时，顶浪航行可使船速降低，顺浪可稍增加船速。当达到中～大浪或以上时，无论顺浪或顶浪航行都会减小船速（顺浪减速是船舶在大浪中产生偏荡运动的结果）。狂浪时，不仅使船舶减速，同时还会使船舶产生纵摇、横摇和升降运动。当横摇过大时会造成货物的位移，危及船舶安全。如果船舶的横摇周期与波浪周期相同时趋向共振，可产生谐摇导致船舶倾覆。大的纵摇会产生严重的船首入水撞击船体（在风暴条件下，浪的冲击力可超过 20 t/m²），有时会造成空车，降低舵效，损害推进设备。有时还会导致船舶出现中拱或中垂现象，会形成危险的应力强度，严重时会使船舶断裂。浅水区的升降运动也会对船舶构成极大的危胁。上述危及船舶安全的不利运动本身会大大降低船速，同时船长有时为了减少这些不利因素的影响，必要时会主动地降低船速或改变航向，从而延长航时或航程。

理论和实践证明，对于上层建筑不太臃肿和主机功率较大的现代船舶来说，船舶因风的阻碍作用引起的失速占全部失速率的 1/3，而海浪引起的附加阻力作用产生的失速，占全部失速率的 2/3。由此可见海浪是使船舶失速和危及船舶航行安全的最主要的因素。

三、海流的影响

海流（ocean current）是海水具有稳定流向、流速的水平流动。它主要是受大气环流的影响，同时还受海底地貌、海岸和岛屿等因素的影响。

海流主要影响船舶的航速和航迹。船舶受海流的作用相对海底的运动是流速与船速的两者合成，其影响大小视海流本身的大小和不同舷角而异。顺流增加船速，逆流降低船速，横流主要影响航迹，其他舷角既影响航速又影响航迹。

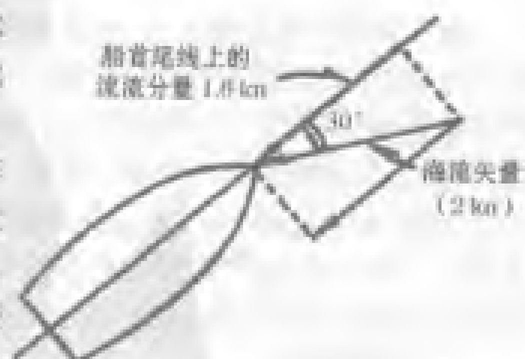


图 6-2　海流对船速的影响示意图

海流对船速的影响，一般是以投影到船舶首尾线上的流速矢量大小为准，若此方向上流速分量大于 0.5 kn 时，就要考虑海流对船舶运动的影响。

例如：有一艘船速为 18 kn 的货船在某海区航行，受到一股流速为 2 kn、相对流向为 30°的海流影响，其船速将降低为 16.4 kn 左右（图 6-2），同时还会使船舶偏离原航线。

气象导航中经常利用有利的顺流条件以达到增加船速的目的。

四、雾的影响

雾(fog)是影响海上能见度的主要因素之一。在雾中航行,稍有不慎,就会发生偏航、触礁、搁浅或碰撞的危险。

据统计,日本从1953~1978年共发生了910次海损事故,其中60%~70%发生在浓雾并伴有低压的恶劣大气中。英国伦敦航海学校的一位船长统计了1958~1974年间发生在海上的所有碰撞事故为2 000次,其中70%以上的碰撞是发生在有雾、视程不到1 n mile的情况下。因此,跨洋航线的选择,雾是主要的参考因素之一。但是对全年都有可能发生雾的海域来说,跨洋航线的选择要想完全避开雾区是不可能的。另外,海洋上这些大雾区往往又是大的渔场所在地,鱼汛期间,渔船云集,加之雾的频繁出现,这就使得航行条件更加恶化。尽管气象导航的推荐航线考虑到了这一因素,但是欲求完全避离雾区是不现实的,所以即使采用了气象导航也要有短时的雾航准备。

五、海冰的影响

冬季,船舶在高纬度区域航行时,常常会受到海冰和冰山的影响,由于海冰在水下的体积远大于水面上的体积,因此对船舶航行的威胁很大,轻者会使船体、推进器和舵装置受到损坏,严重时会造成船舶的倾覆。

冰山(iceberg)是由极地附近冰川断裂下的高出海面5 m以上的巨大冰块。冰山可以是漂浮的,也可以是搁浅的,形状多为桌状,尖顶状及冰岛。冰山的水下部分很大,其潜伏在水下的部分像暗礁或浅滩一样伸展得很远,不易被船舶发现,冰山的水上部分和水下部分两者之比约为1:9。冰山的规模大小不同,形状规则的冰山,露出海面的高度通常为总高度的1/7~1/5。所以船舶接近冰山航行是非常危险的,航行中应尽量避开冰山。

六、其他碍航物的影响

除了上述环境因素的影响外,对船舶航行的影响还包括海上的一些碍航物,主要有:浅滩、暗礁、沉船、军事禁区、爆炸物倾倒区和战区等。

浅滩的影响使船体下沉,船舶在浅水区的垂直运动是非常危险的。暗礁、沉船的位置及其周围的水深情况必须详细了解,尽量远离。对于一些军事禁区、危险区、战区等不可盲目进入,在选择航线时必须迂回。所以,这些碍航物在很大程度上限制了船舶的活动范围。

上述海洋环境因素对船舶的运动都有不同程度的影响,因此,在船舶选择航线时都是必须考虑的因素。

思考题

1. 影响船舶运动的海洋环境因素主要有哪些?
2. 简述风、浪、流对船舶运动的影响。

第五节　气象导航优选航线方法简介

船舶气象航线是在天气、海洋环境状态与船舶应答特性的约束条件下,进行最优化计算,期望在出发港与目的港之间选择一条既安全又经济的最佳气象航线。在气象航线的优选过程中常常涉及最佳控制理论。因此,如何应用最佳控制论来选择船舶最佳气象航线是制定航线的核心问题。

一、根据大型天气形势选择气象航线

天气变化虽然频繁、复杂，但是仍有它一定的规律性。地面天气的变化与高空大型天气形势有着十分密切的关系。

所谓大型天气形势是指大范围环流型与不同类型天气系统分布的概貌。天气系统的发生、发展、减弱和消亡都与天气形势变化有关，当其处于稳定阶段时，天气系统及其相应的天气变化是渐进和连续的；当其显著变动或环流突然调整时，则将随之出现异常或剧烈天气。所以地面天气系统的生、消移动和演变主要取决于高空形势的变化。例如，大型天气形势中，北太平洋的阿留申低压偏于正常位置西侧，东亚气旋移向常为东北偏北；若阿留申低压偏于正常位置的东侧，东亚气旋的移向则偏向东；若在北美沿岸出现的阻塞高压脊向北伸人阿拉斯加和白令海一带，中部太平洋的风暴路径则偏南，大风浪海域也比往常偏南。

美国海军气象部门通过大量的历史天气图进行统计分析后归纳得出：北太平洋有 10 个大型天气型，北大西洋有 7 个大型天气型。这样气象导航机构的工作人员或船长，可根据未来 5 天的天气形势预报和以后的形势预报，对照大型天气模式，结合船舶的技术条件和要求等选择航线，并根据逐日的短期预报和以后的形势预报，在航行过程中不断修正航线，以达最佳航行效果。

青岛海洋气象导航科研联合体对北太平洋历史上的天气形势归纳整理出了近十种天气类型，如东高(压)西低型、南高北低型、两高一低型、两低一高型、鞍型场型、连续性气旋族型、副热带高压进退型等，为船舶的最佳航线选择而用。

大连气象导航公司在 14 年历史天气图的基础上，归纳出以 500 hPa 为主要依据的北太平洋秋季包括主、副型在内的 10 种天气型的主要特征、天气型的划分及其各型持续时间和强气旋活动情况的统计，为预报员制作大洋天气预报提供了依据。因为航线天气预报的关键在于正确掌握主要的高空天气型以预报风暴路经的变化。因此，分析综合各天气型下的强气旋活动规律，对气象航线的优选和船舶航行途中恶劣天气区的展望都起到一定的保障作用。正确掌握、分析天气形势是做好天气预报优选航线的关键。这种方法选择出的气象航线只是一种定性的分析，简便实用，多在气象导航业务中确定基础航线时得到广泛应用，也可用于船舶自行气象定线。

二、等时线法

等时线法又叫作图法。它是利用天气预报图、波浪预报图和船舶失速图等，在航路图或航线选择专用图(空白海图)上，用作图比较方法选择气象航线。

这种作图方法采用了球心投影底图，在这种图上大圆弧航线为直线，即两点间的最短距离连线为直线。这种在等时线上找与终点距离最近点的方法就很简单，以终点为圆心作弧与等时线相切的点即是。具体做法如下：

(1)先在图上画出船舶的始发点 A，然后用一直线连接到达点 B，以该连接线作为基础航线(通常选取大圆航线或气候航线)。从 A 点出发在基础航线两侧以 α 角作若干条辐射线(即航线)，条数可任取，每条射线代表不同的航向(见图 6-3)。

然后根据 24 h 波浪预报和船舶失速图，得出沿不同航向 24 h 后的航程，再将这些点以平滑的曲线连接起来，即得到一条位置线 S_1 即第一条等时线。

(2)在 S_1 曲线上取若干个点，本应由这些点作同样的离散，但为了简化只是在 S_1 等时线上的每个船位点作该等时线的法向线，并根据第二天(48 h)的波浪预预报，得出第二条等时线

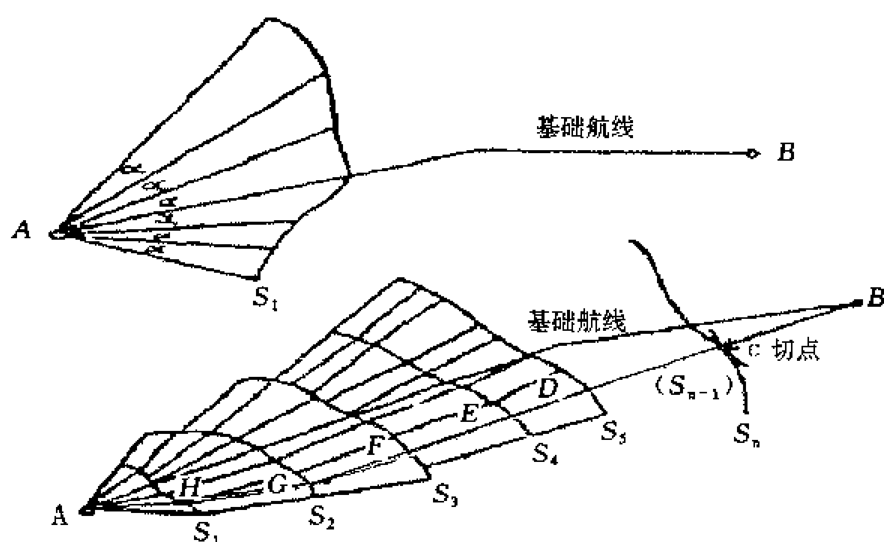


图 6-3 等时线法示意图

S_2,若有 5 天的预报就可得到 S_1、S_2、S_3、S_4、S_5 五条等时线,这样在波浪预报时效内一天接一天地重复上述计算,对预报时效以外和预报未涉及的航区,则可根据气候资料进行计算。一直作到 S_n 接近 B 点时为止。

(3)以终点 B 为圆心作弧与 S_n 曲线相切,取半径最小及最短距离的切点,再以该点为圆心作弧与 S_{n-1} 曲线相切,又得到一个新的切点,以此类推可达到 A 点,即为 $BCDEFGHA$ 线,连接 A、B 间的各切点就可得到 A 点到 B 点的最短航时航线,即 $AHGFEDCB$,如图 6-3 所示。

等时线法简便易行,有严密的数学依据,即可用手工方法制作,又可在计算机上实现。在气象导航中可用来优选初始航线和变更航线,也可用于船舶自行气象导航,目前已得到广泛应用。

思考题

1. 根据大型天气形势选择气象航线应注意哪些问题?
2. 简述等时线法。

第六节　船舶气象导航服务程序

海洋船舶气象导航主要分岸上气象导航和船舶自行气象导航。本节主要介绍岸上气象导航机构的一般工作程序。

气象导航公司对船舶进行气象导航业务服务过程主要有优选初始推荐航线、跟踪导航与变更航线、航次事后分析三部分。

一、优选初始推荐航线

初始推荐航线是建立在对整个航程的天气、海况预报基础上而拟定的。航线分析人员必须掌握大量的天气和海况资料,并能较准确地预报出短、中期天气变化过程,判断出当时出现的天气类型,根据最新资料推算出发生最强风、浪、涌的海区位置,然后参考历史天气记录,判断当时出现的天气型是否发生变化,从而作出一定时效的长期天气预报或展望。

气象导航机构向船舶提供的初始推荐航线是根据船舶航行期间可能出现的海洋环境状

况，同时，考虑到船舶的性能及航行中的特殊要求，由计算机模拟出的理论航线再经航线分析人员（通常是具有丰富航海经验的船长）根据经验加以修正，从而得到可供船长参考的初始推荐航线。

选择航线的核心问题是按照船舶类型及船舶对风浪的适应特性，尽可能对顺风、顺浪、顺流加以充分利用，并尽量避开持续性的坏天气，尤其是不利的顶浪及横浪。因此，航线分析人员必须掌握一般风暴的位置及其移动路径，这样才能选择推荐出最佳气象航线。

岸上气象导航机构的操作系统是以电子计算机为中心的一套比较复杂的作业过程。该流程可简略地用图 6-4 表示。

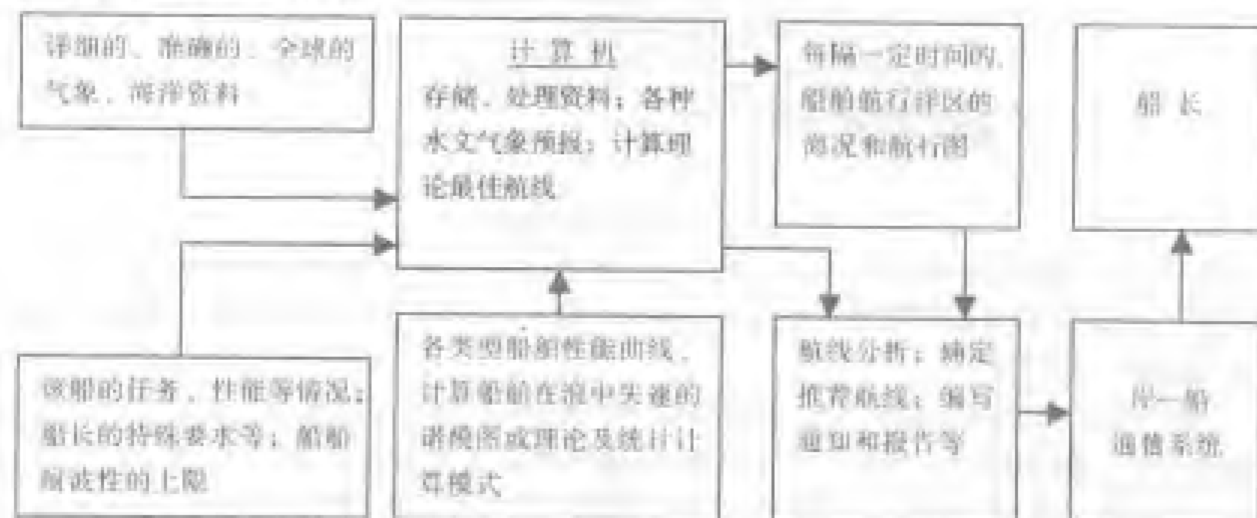


图 6-4　推荐航线的业务工作框图

二、跟踪导航与变更航线

跟踪导航是指被导船舶在航行过程中，气象导航机构继续对其实施计算机跟踪导航服务，并根据不断更新的、精度较高的短中期天气和海况预报推算船位，当发现航线前方有恶劣天气和海况时及时报警提示，并对其初始推荐航线提出修改或变更的建议。

选择最佳航线的主导思想是充分利用有利的海洋环境因素，避开各种不利因素。然而，在十几天的跨洋航行中，欲求时时处处都是良好的航行条件是不可能的。尤其是在天气、海况的预报时效和准确度受到一定限制的条件下，要达到上述要求是十分困难的。这就需要气象导航机构在船舶起航后，随时注视海上的天气和船舶动态，实施跟踪导航服务，以便及时为船长提供航区前方的天气和海况情报，必要时提出变更航线的建议，确保船舶航行安全，这也是气象导航的重要环节之一。

正常情况，被导船舶在航行途中，若推荐航线上的天气、海况无大变化时，气象导航机构每隔 2 天会将航线前方的天气、海况情况电告给船长；若发现情况变化较大时，则将考虑是否提出修改或变更航线的建议。目前较先进的气象导航机构，对已确定的推荐航线，开航后仍有 10% ~12% 需要进行修正或变更。

受导船舶起航后，气象导航公司的航线分析人员就开始了跟踪导航服务，他们昼夜值班，密切注意船舶动态和海洋天气状况，随时提供各种预报和咨询服务。如果预计航线前方可能会出现无法避开的特殊天气，航线分析人员则会根据实际情况考虑是否向被导船舶发出变更原推荐航线或调整航速的建议，以减少遭遇恶劣天气的机会。

跟踪导航与变更航线是以计算机的程序控制来实现的，和选择初始推荐航线一样，同样需要考虑船舶性能、货物情况、航行要求及天气、海况等诸多因素。如果船舶离开了原推荐航线，导航公司将根据天气和海况按同样方式对船舶进行监护并提出建议，必要时，向船长推荐新的航线。计算机的控制程序将跟踪这两条航线，直到船舶抵达目的港。这样以便在航行结束后，比较它们的优劣。具体过程如图 6-5 所示。

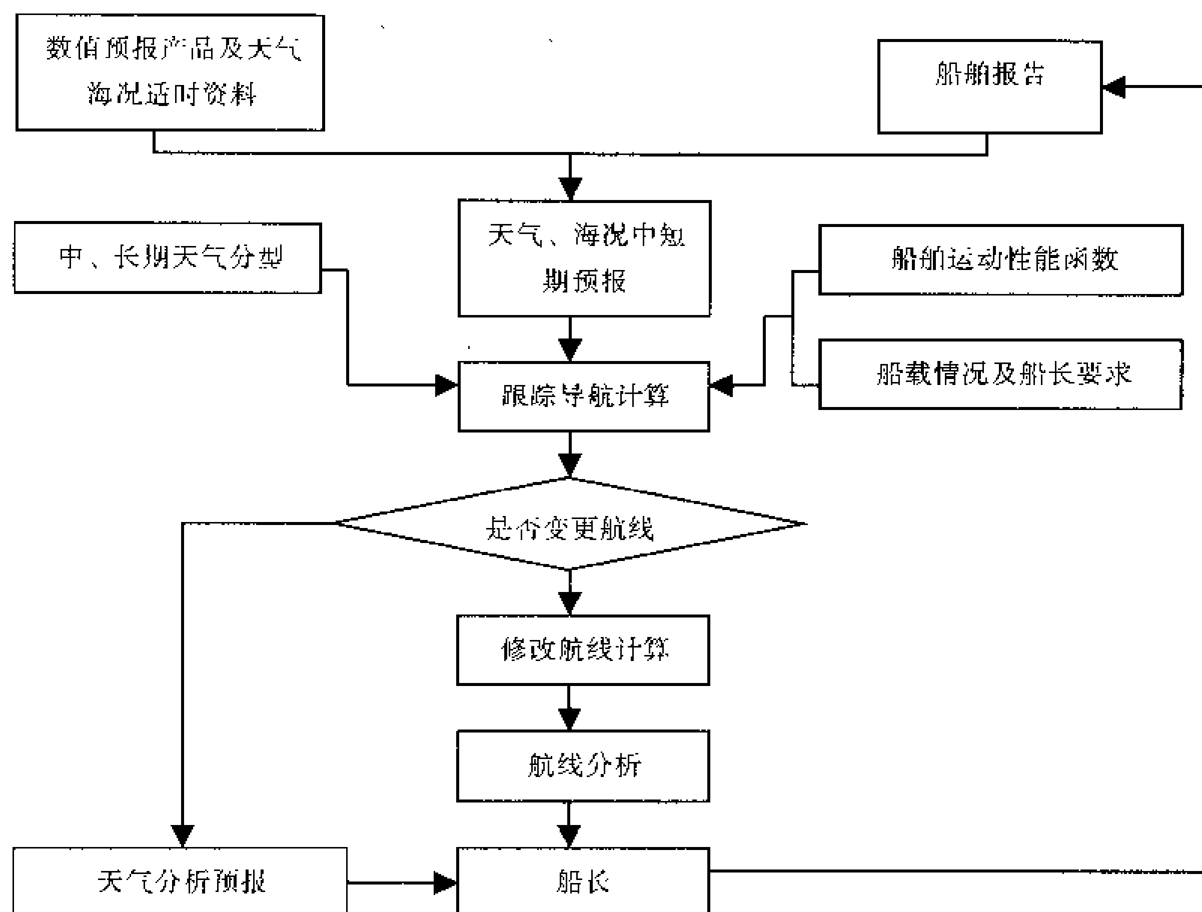


图 6-5　跟踪导航业务工作程序框图

变更航线建议的提出是需要慎重考虑的，不但要考虑当前的情况，而且还要考虑航线变更后，在剩余航程上避免再遇到恶劣或更坏的天气，所以，航线分析人员总是经过各方面慎重考虑和协商后，才能发出变更航线的建议。

三、航次事后分析

每一航次结束后，气象导航公司都要编制一份航次事后分析报告寄送船舶所属公司或租船人。公司或租船人将报告的副本转送给船长，以便船长能对自己的航行进行评估。

思考题

1. 简述岸上气象导航机构的一般工作程序。
2. 跟踪导航和变更航线应注意哪些问题？

第七节　船舶使用气象导航程序及注意事项

一、船舶使用气象导航程序

1. 起航前申请

如果在港船舶准备接受气象导航服务，船长、船东或者租船人应在起航前 24 – 48 h 内向气象导航公司提出申请，申请时需提供有关船舶资料。申请格式如下：

TO：SOR

FM：Captain

A：Ship Name（船名）/Callsign（船舶呼号）

　Marisat Number（卫星通信号码）/Speed（船速）

B：Owner（船东）或 Charterer（租船人）

C：ETD（预计起航时间）或 ATD（实际起航时间）

D：Departure Port（出发港）

E：Destination（目的港）

F：Load（载货情况）

G：Special Requirements（特殊要求）

H：Draft（吃水）

I：GM 值

J：Trim（吃水差）

K：Freeboard（干舷高度）

L：Radio Station Preference（该航次中选用的联系电台）

M：Departure Port Agent（起航港船舶代理人）

在特列要求一项内，可以对有关船舶及载货的特殊情况予以说明，如导航仪器不够完善，船龄过长、船体有损伤，有甲板货、特殊货等。申请者可据此提出可承受的风浪最大限度，以确保船舶航行安全。

提出申请后，申请气象导航的船舶在起航前就可收到由港口的船舶代理人转送的气象导航公司所推荐的气象航线和有关海域的天气预报等资料。若船舶因故推迟起航，应将新的预计起航时间（ETD）及时通知气象导航公司。船舶起航后，应立即将实际起航时间（ATD）电告气象导航公司，以便气象导航公司以此为依据作出最佳气象航线和跟踪导航服务。

2. 航行途中

船舶起航后，航行途中，应及时将下列各项反馈给气象导航公司：

（1）开航后立即电告实际起航时间（ATD）。

（2）途中每隔 2 天向气象导航公司发送中午（世界时）船位报一次，内容包括：船名、呼号、日期时间、船位、航向、航速、风向、风速及海况等。若被导船是承担政府大气观测报告的指定船，仅要求船舶提供船位报告。

（3）航行途中，如果不是由于天气影响而使船舶降速或停滞，应及时电告气象导航公司，以便掌握被导船舶的动态。途中若遇恶劣天气航行确有困难时，可随时向气象导航公司咨询，它将以最快的速度给予回电指导。

一般情况下,气象导航机构每两天给船上一份船舶前方的天气、海况预报。在天气变化较大,对船舶航行有影响的情况下,气象导航机构会及时主动与船长联系,通过电台或卫星通讯设备发送途中天气预报,如果有必要,还会建议船长采取改变航向或改变航速等有关措施,避开恶劣天气和海况。

3. 抵港

到达目的港后,船舶应立即电告气象导航公司实际抵达目的港的时间(ATA),以便气象导航公司结束对本船的导航服务。

履行上述程序的目的是使被导船舶时刻置于气象导航机构的监护之下,以利正确引导。

二、船舶使用气象导航注意事项

气象导航的安全和经济效益已被大量的事实所证明,因而船长对于气象导航公司的服务,应给予足够的信任。同时,不能减轻个人对于船舶安全的责任感,绝不能盲目地依赖,要明确气象导航的实际意义,正确理解气象导航公司推荐航线的意图,积极与之配合,才能获得良好的导航效果。所以,在接受气象导航过程中应注意下列问题:

1. 气象导航的推荐航线不一定不遇大风浪

气象导航的宗旨是力图为被导船舶推荐一条尽量减少大风浪和恶劣天气的安全经济航线,但这并非意味船舶在推荐航线上航行一定不受大风浪的影响。尤其在冬季,北太平洋和北大西洋的中高纬度海域,大风浪十分频繁,其影响范围也较广。此时,横跨大洋的船舶要想完全避开大风浪区是不可能的。因此,有时会遇到局部的大风浪(一些气象导航机构认为9级风对一般的远洋船舶来说不会造成危险),这时气象导航机构将根据天气系统、大风浪区的分布和变化规律及船舶的实际情况,可能要求船舶短时间闯过大风浪区或完全避开大风浪区,以获得剩余航程中大范围好天气。因此,不要错误地认为采用气象导航公司的推荐航线就一定不遇大风浪,更不可一遇到大风浪就不加分析盲目地改向低纬航行,特别是西行船舶,搞不好将会导致航行条件更加恶化。所以,采用气象导航的船舶,轻易不要放弃或偏离推荐航线,必要时可随时向气象导航公司咨询,掌握航行主动权,确保船舶航行安全。

2. 气象导航公司的推荐航线并非都是大圆航线

有些人认为气象导航就是推荐船舶走高纬度的大圆航线,这种看法和理解是不正确的。实际上气象导航是根据当时的天气和海况不同时效的预报及其他多种海洋环境因素来选择航线的,由于船舶在航行中受多种因素的影响,它不可能是某种单一的航法,而是多种航法的综合。通常是大圆航线、等纬圈航线和恒向线等混合航线,但气象导航机构在导航过程中的确经常用到大圆航法,在拟定航线时,通常以大圆航线作为选择气象航线的基础航线,并在其两侧作离散化处理,选出一条最佳的气象航线。因此,大多数的气象航线都是基于大圆航线的两侧,这就要求驾驶人员对大圆航法必须熟悉。

3. 推荐航线上要有雾航准备

气象导航机构认为对全年都可能有雾产生的北太平洋和北大西洋海域,要想完全避开雾区是不可能的。所以,采用气象导航的船长和驾驶人员必须有足够的雾航准备。另外,冬季高纬度航行时,还需考虑海冰对船舶航行的影响。

4. 推荐航线仅仅是建议

船长应明确,气象导航机构的推荐航线只属建议和咨询性质的,对船舶在推荐航线上航行所引起的一切损失和遭受的不良后果,气象导航机构不承担任何法律责任。船长有权和有责

任根据本船当时的实际情况作出最后决策并负有全责。因此，船舶采用气象航线航行后，船长不能盲目地依赖，相反，对船长的技术要求更高了，要求船长应具有一定的海洋气象知识和航海经验，能更好地理解气象导航机构的推荐航线意图，积极与其配合。同时，途中要密切注视海洋和天气的变化过程，保持对天气和海况进行连续不间断的观测，按时接收气象传真图和天气报告。观察、分析可能突然发生的某些天气现象，及时与气象导航机构联系，以弥补其推荐航线的不足和出现的误差。欲使整个导航过程达到最佳，船长的积极配合是相当重要的一个环节。

然而，气象导航对租船和某些与气象有关的海事有着法律作用。美国OCEAN ROUTES气象导航公司的咨询报告，被美国、英国等海事法院承认，是有利的法庭证明材料。例如，租船人若受船舶所有人欺诈，为维护自己的利益，租船人可以要求气象导航公司对所租船舶实施监督，使船东无法借天气恶劣之口，掩盖达不到规定船速之实，或者绕开无需绕开的恶劣区域，延长航行时间。必要时，租船人可凭气象导航公司的权威性分析报告，上诉法庭。

思考题

1. 申请气象导航服务时应提供哪些船舶资料？

2. 简述船舶使用气象导航注意事项。

第八节 船舶自行气象导航

船舶气象导航分为两种方式：一种是目前普遍使用的岸上气象导航，另一种是船舶自行气象导航。

岸上气象导航（简称岸导），有其一定的优点，它拥有比较全面的各类资料，有大容量的高速计算机系统进行航线设计和跟踪导航。更主要的是它拥有一大批经验丰富的各类专业人员，并有充分的时间进行最佳航线的分析和选择，这些方面都是船上所不及的。但是岸导也有其不足的一面，由于岸导机构远离现场，有时无法准确及时地掌握被导船舶周围的天气、海况和当时状态下的船舶操纵性能，尤其是在天气、海况发生突变的情况下，有时得不到及时的通迅联络和指导，可能会导致导航失败。另外，岸导的推荐航线也不可能绝对无误，即使准确率相当高，也不可能取代船长的现场指挥。而船舶自行气象导航能较好地弥补上述岸导的不足。

船舶自行气象导航（简称自导），即船长根据水文、气象资料、各种气象传真图、天气报告和现场观测资料及本船各种性能等综合分析，确定本船的最佳气象航线。自导有几个主要优点：其一船舶自导具有灵活主动性，因船长十分熟悉本船的各种性能，并亲自分析天气形势和现场情况，使船长在任何时候都不失主动，不受限制，并能充分发挥船长灵活指导航行的主动权；其二船舶自导无须支付导航费和导航中的通信费用，减少船舶开支，赢得更多经济效益；其三即使船舶接受岸导服务，自导也可帮助船长充分理解岸导定线意图，从而积极配合岸导，弥补岸导的不足之处，相互取长补短，使航行效果达到最佳。

一、船舶自行气象导航条件

1. 船长条件

在船舶自行气象导航中船长的作用是决定性的。因此，自导的船长必须具有丰富的航海知识和航海经验。尤其应具备良好的海洋、气象知识，并能熟练识别、分析、应用各种气象传真

图。熟悉航行海域的天气资料和气候资料的获得及应用。熟悉本船的各种设备性能和本船的船舶运动、操纵性能。在遇到特殊情况时，船长应具有果断的决策和指挥才能。

2. 船舶条件

自行气象导航的船舶要有坚固良好的船体结构和较小的船龄。主机性能要良好，并能保证连续正常运转。货物配载要合理，稳性良好，并能较长时间抗御大风浪航行。因为在航线设计中，有时要闯短时间的大风浪区，为保证船舶航行安全，要掌握本船的抗风浪上限，对超过上限值的海域一定要避开。

3. 仪器配置

自行气象导航的船舶应具备较先进的助航和导航设备。如卫星导航系统、两部能正常工作的雷达、气象传真接收机、NAVTEX、GMDSS、卫星通信系统等。特别是气象传真接收机，自导过程中的海洋、气象资料主要靠它来获得。所以，要求船上的气象传真接收机必须具有良好的工作性能和较高的灵敏度。

4. 船舶自行气象导航必备的气象和海洋资料

(1)各种天气、海况传真图资料：其中最常用的气象传真图有地面图和波浪图，包括实况分析和预报图。这两种图是船舶自行气象导航必备的基本天气和海况图。

(2)航区气候资料：如风、浪、流的平均情况；低压及风暴的频率和路径；海雾的分布及冰情等。这些资料可以从各种航海图书上查得，如《世界大洋航路》、《航路指南》、《引航图》等。

3. 船舶各种其他资料

本船的各种性能资料。如船舶运动性能曲线图，即船舶在不同风浪情况下的失速曲线；船舶不同装载和不同风浪情况下的稳性变化；船舶极限抗风能力等。这些都是船舶自行气象导航必不可少的资料。

二、船舶自行气象导航的一般步骤

船舶自行气象导航的步骤基本与岸上气象导航方法相同。通常可分成三部分：

1. 起航前基础航线的选择

船舶在起航前根据季节，当时月份航行海区的气候状况及中、长期天气和海洋预报，选定一条基础航线。气候资料可从各种航海图书中查得，中、长期预报可在起航港向当地气象部门咨询，或利用传真接收机收取一些气象传真台发布的各种时效的传真天气和海况图。

2. 航行途中

航行途中应连续不断地收取各种天气、海洋情报，如气象传真图、天气报告等，逐日的天气、海洋观测，利用所获得的最新资料来修正航线、调整航速、确定航向。

3. 航次结束的总结

航次结束后，整理制作整个航次逐日航行情况记录表，包括逐日实际风、浪、流的情况，昼夜平均航速及航程，船舶摇摆等情况。绘出预选航线和实际航行轨迹图，标出总航程和总航时，分析所采用的航线是否最佳，若采用通常的习惯航线将会遇到怎样的情况。

航次总结是一项很重要的工作，它不但记录了大量有价值的资料，而且为以后的船舶自行气象导航提供了经验和科学依据，使船舶自行气象导航方法逐步完善。

三、船舶最佳航线选择系统

船舶自行气象导航仍没有完全脱离人的主观分析和经验，因此，最佳气象航线的选择往往还是因人而异，随机性也较大，而且船舶自导给船长和驾驶员增加了大量的工作。如何使船舶

自行气象导航客观化、自动化，已被国内外一些专家所重视。随着计算机和通信技术的高速发展，为船舶自行气象导航的客观化和自动化提供了先决条件。

20 世纪 80 年代，日本 NKK（NIPPON KOKANK. K）公司和美国气象导航公司（OCEAN ROUTES）联合研制一种船舶助航和操作控制系统 MITS（船长智能终端系统）。该系统安装在船上能优化船舶操纵，保证恶劣天气时船舶航行安全，并可根据天气预报及其他有关资料选择最佳航线和最佳主机功率，以节省燃料。可监测大风浪天气下船舶的摇摆、主机工作状况以及船体各部位所受冲力，船舶有危险时发出警告并提出应急措施，如改变航向、航速等。同时设有气象资料检索系统，该系统与岸船通信系统相组合，可提供各种天气图、台风消息及其他最新资料，用以船舶自行气象导航。

近年来，美国气象导航公司研制成功了新型船舶自动导航系统——OGS（OCEAN ROUTES' ON BOARD GUIDANCE SYSTEM）。该系统是由岸上气象导航机构将信息通过卫星通信传输到船上的 OGS。该系统可显示出多条航线，其中包括最佳航线和最短航程供船长选择。目前，在欧洲一些航运公司的船舶上已普遍采用了该系统。

美国 AWT（Applied Weather Technology）公司的船舶气象导航系统 Bon Voyage System（BVS）是一套全自动的计算机设计船舶气象航线软件，船长可利用通信卫星下载 AWT 公司的电子邮件获取最新气象信息，输入船舶资料和航次要求，BVS 的航线优化功能会通过筛选、计算，自动选定一条最佳气象航线。

无论是岸上气象导航还是船舶自行气象导航，就目前的导航水平而论仍存在某些各自的缺欠和不足之处，设想若将两者结合起来应用定能收到最佳的导航效果。岸导机构把制定好的最佳天气航线提供给船舶，船舶在实际航行过程中不断地将现场观测的天气、海况和船舶航行状态等资料电告岸导机构，岸导机构根据船长分析意见，结合最新的天气、海洋实况和预报资料进行综合分析研究，若发现出入很大时，便可及时对原推荐航线进行修改。这样就极大地发挥了岸—船双方的优势，相互弥补不足之处，就可达到船舶气象导航的最佳效果。

气象导航是航海者有史以来一直采用的安全航海技术之最新发展。即使某些航海者对该项技术不太了解，并在某些方面并非感到完全满意，但大量的事实证明了气象导航的安全、经济效益是无可非议的。这也是气象导航目前广泛被横跨大洋的船舶而采用的主要原因。国际海事组织对气象导航技术的可靠性给予了充分的肯定。该组织曾于 1983 年 11 月 17 日通过决议，建议各航海国推广使用气象导航技术，争取更好航行安全。

当然气象导航目前还存在某些需要解决和完善的问题，如目前对全部大洋的天气、海况观测资料不够充分，天气预报的理论不够完善，中、长期天气和海洋预报的准确率和预报时效仍受到很大程度的限制。这些都影响了船舶离港时选择最佳航线的准确率。另外，船舶实际运动的状态和船舶的运动性能问题等都有待进一步研究完善。

气象导航是一门综合应用科学，它的发展依赖于其他各门学科的发展，其中最关键因素在于准确的中、长期天气预报。随着气象卫星、大气探测手段、电子技术的迅速发展，以及海洋环境预报准确率和时效的提高，气象导航将会显示出其更大的优越性和更好的效果。可以预计，到那时准确率较高的全程气象导航将完全取代于气候导航，远洋船舶更广泛地采用气象导航将是必然趋势，气象导航也必将成为船长和驾驶员必须掌握、精通的新兴航海技术。

思考题

1. 试述岸导和船舶自行气象导航的优劣。
2. 船舶自行气象导航时应具备哪些条件?

第七章　世界海洋气候

世界各地区的气候错综复杂，各具特点。许多气象气候学家从形成气候的主要因素和气候的基本特点来分析，可以舍其小异，取其大同，把全世界分成若干气候带和气候型。这样就可以使错综复杂的世界气候系统化，便于研究、比较与了解各地气候的主要特点和形成规律，有利于对气候资源的认识、开发和利用。本章从航海实用的角度出发，简单介绍世界各大洋气候的基本特征。

第一节　太平洋气候特征

一、北太平洋气候特征

1. 平均气压场

北太平洋上有两个永久性的大气活动中心即阿留申低压和北太平洋副热带高压。1月份北太平洋受深厚强盛的阿留申低压控制，而在7月份则完全由北太平洋副高所盘踞。

冬季，欧亚大陆受强盛的西伯利亚高压控制，冷空气活动频繁，低压在海上迅速加深，在阿留申群岛附近达到最强，等压线密集，气压梯度大。此时北太平洋副高位于大洋东南部，强度弱，范围小。3月份，阿留申低压开始减弱，范围逐渐缩小，位于北太平洋东南部的副高开始加强，范围逐渐扩大。4月份，阿留申低压继续减弱，并向东北收缩。欧亚大陆冷高压也不断减弱，并逐渐向北撤。北太平洋副高强度缓慢加强，脊线逐渐往北推移，中心位置向西移动且范围不断增大。

夏季，阿留申低压衰退，7月份低压势力最弱，位置北移，闭合中心几乎消失。北太平洋副高扩展，变得最为强盛，控制了北太平洋绝大部分洋面，脊线位置北跳至30°N以北，东亚及太平洋地区。副高通过一条沿25°N伸展的高压脊与西伯利亚高压相连，因此，25°N以南的热带洋面全年都处于高压南缘的影响之下，盛行东北信风。9～10月间，阿留申低压加深，中心位置向南移至阿拉斯加湾附近，副高迅速向东南撤退，范围向东南收缩，较快地过渡到冬季状态。但在初秋太平洋中高纬度上，副高还有一定的强度，低压发展比较偏北，强度较弱。

2. 风场

北太平洋是世界最明显的季风气候区之一。10月至次年3月为冬季季风时期，在西伯利亚高压和阿留申低压控制下，北部洋面盛行北—东北风，在大洋中央是以阿留申群岛为中心呈逆时针方向旋转的风场。5～8月份为夏季季风，北太平洋主要受副高控制，大部分洋面盛行南—西南风。低纬海域全年盛行东—东北风。冬季风稳定而强盛，持续时间长，范围大。夏季风较弱，持续时间短，稳定性较差。

冬季平均风速一般在7～12 m/s，6级以上大风频率在15%～55%之间，8级以上大风频率在0～15%之间。在30°N以北的部分海域，6级以上大风频率>40%，8级以上大风频率在5%～15%之间。尤其在36°N～42°N，162°E～176°E之间海域，大风频率最高。日本海平均风速9 m/s，6级以上大风频率在30%，朝鲜半岛南部海域、台湾海峡至巴士海峡及南海南部

平均风速为 8 m/s,6 级以上大风频率在 20% ~30% ,8 级以上频率 <5%。20°N 以南至赤道附近的海域,平均风速为 8 m/s,6 级大风频率为 15% ~20% ,8 级大风频率 <3%。

春季北太平洋大于 10 m/s 的大风区域逐渐缩小。只有白令海南部有 10 m/s 的大风区,其他海域平均风速在 8 m/s 以下。在白令海南部、阿留申群岛以北海域 6 级大风频率占 30%。

夏季整个洋面平均风速一般在 6 ~7 m/s,6 级以上大风频率大部分海域在 10% ~15% ,赤道附近海域为 5% ,8 级以上大风频率 <5% ,7 月份为全年大风频率最小的月份。

秋季除菲律宾岛东部洋面平均风速小于 5 m/s 外,其余大部分海域平均风速在 6 ~8 m/s,阿留申群岛以南小范围海域平均风速为 9 m/s,6 级以上大风频率在 5% ~30% 之间,8 级以上大风频率 <5%。10 月份,30°N 以北洋面风速逐渐增大,进入冬季风时期。

3. 海雾

北太平洋上主要是平流雾,与陆地上的雾相比,具有范围广、持续时间长的特点。北太平洋上的雾大多集中在 30°N 以北。春、夏季较多,秋、冬季较少。从冬季到夏季,多雾区逐渐由东往西移动。1 ~3 月,东北太平洋阿拉斯加南部洋面为频率大于 10% 的多雾区,4 月北太平洋的雾普遍增多,鄂霍次克海和我国渤海、黄海及东海海区雾频率均达 15%。在北美沿岸仅有加利福尼亚沿岸出现大于 10% 的雾区,其他海区均 <5%。5 月海雾分布形势同 4 月一样,但出雾的频率加大,日本海西部和北海道东部海区已超过 30% ,山东半岛沿海海雾频率超过了 40%。6 ~7 月份北太平洋的雾区扩大,频率也随之增加,40°N 以北海区频率为 15% 以上,鄂霍次克海频率为 50% ,白令海 >30%。千岛群岛东南部洋面是海雾出现频率最高的区域,频率高达 55% ,这主要是该区位于亲潮和黑潮交汇带的缘故。温哥华到旧金山一带沿海,夏季也是多雾区,中心频率 >30%。秋季,40°N 以北至阿留申群岛整个洋面雾频率 >10% ,阿拉斯加湾南部局部雾频率为 15%。10 ~12 月份,北太平洋洋面雾频率为 5%。

4. 海浪

北太平洋海浪场以菲律宾至加利福尼亚连线为界,北大南小,这比以往的以 30°N 为界更符合实际情况。这是因为大洋东部风小,西部风大,加利福尼亚至菲律宾的连线是南北差异较为明显的分界。

(1)北太平洋海浪场季节变化最为显著。冬季整个北部洋面受阿留申低压控制,盛行浪向以阿留申群岛为中心呈逆时针方向旋转,大洋西部边缘还受西伯利亚高压影响盛行偏北浪向,东南部受北太平洋副高影响。夏季整个北太平洋受副高控制,海浪场基本上是以 40°N、150°W 为中心呈顺时针方向旋转。从全年各月的海浪场分析得出,不论冬季或夏季,菲律宾至加利福尼亚连线以南的低纬海域常年盛行 E—NE 浪,海浪小;以北则冬夏风向变化较大,海浪高。从冬季到夏季的转换过程比较缓慢,而由夏季到冬季的转换非常迅速。季风时期浪向、涌向基本一致。

(2)冬季海浪为全年最大,转换季节次之,夏季为全年最小。同一时期的平均涌高、大涌频率要比平均浪高、大浪频率大得多。冬季最大平均浪高大于 2.0 m,最大平均涌高 >3.5 m,大浪频率为 0 ~20% ,大涌频率为 10% ~50% ;夏季 7 月份海浪最弱,其最大平均浪高 >1.0 m,最大平均涌高 >1.5 m,大浪频率 <10% ,大涌频率为 0 ~20% ;转换季节最大平均浪高 >1.5 m,最大平均涌高 >2.5 m,大浪频率为 0% ~13% ,大涌频率为 0 ~30%。

二、南太平洋气候特征

1. 平均气压场

南太平洋主要受热带辐合带、副热带高压带、中高纬西风带和南极低压等天气系统影响，各活动中心和气压带的位置随季节变化不如北半球显著。在低纬度全年均受持久、稳定的副高所控制，中心大体位于31°S、100°W的大洋东部海域。全年副高脊线在35°S～28°S之间变化，夏半年偏南，冬半年偏北，其强度冬半年强于夏半年。只有澳大利亚大陆冬半年被冷高压占据，夏半年变为低压控制。整年的高压活动路线基本环绕纬圈，高压中心过境的时间间隔约5～6天。高压过境后，气压下降；当第二个高压接近时，气压又缓慢上升。高压中心陆续过境，风向交替转变。高压中心之间的锋面到达时，伴有云雨天气。高压的移动路径，约在26°～32°S之间，自西向东很有规律。在28°S的海洋上，这种周期性的天气可持续8个月之久。

只是在冬半年，这种非常有规律的周期性天气会遭到破坏。在中高纬度海域，气压沿纬圈呈较规则带状分布，梯度很大，高达每个纬度2 hPa。

2. 风场

南太平洋的风场分布主要受副高、热带东风带、中高纬地区的西风带、南极低压、热带气旋等天气系统的影响，有明显的季节变化，但季节变化不如北太平洋显著。全年风向基本上是以30°S、100°W为中心逆时针方向旋转的风场，其中心位置夏半年偏南，冬半年偏北，呈南北走向摆动，南北摆动幅度在5个纬距内，全年较稳定；夏半年西风带位置为全年最南，偏西风出现在40°S以南，冬半年偏西风北抬至全年最北，可达35°S，春秋季节居中。海区西北部受盛行风与地形共同影响，盛行风向略有不同。

南太平洋平均风速及大风频率的分布都是高纬大于低纬，全年平均风速在4～11 m/s之间。副高中心全年风速较小，为5～7 m/s；该中心以北平均风速在4～10 m/s，副高北部强信风区为7～10 m/s；160°E赤道附近海域为整个南太平洋低值中心，全年平均风速为4～7 m/s。西风带全年平均风速≥8 m/s，而且平均风速随纬度的增加而迅速增大，至45°S～55°S达最大，平均风速为10～12 m/s。

冬季在20°S以南整个海区6级大风频率＞10%，而且频率随纬度的增加而迅速增高，并呈带状均匀分布。30°S以南海域6级大风频率≥25%，40°S以南海域≥40%，50°S以南大部海域≥50%；8级以上大风在40°S以北海域频率均＜5%，整个40°S以南大部分海域均＞5%，50°S以南大部分海域＞10%。

夏季大风频率明显降低，6级以上大风频率信风区和副高中心区域仅为5%，在40°S附近达到15%，到50°S增加到30%，50°S以南大部分海域≥30%，最大≥40%。8级以上大风频率较低，位置偏南且范围最小，40°S以北均＜2%，40°S以南海域达到5%，个别海域可达10%。

3. 海雾

在南太平洋上，雾主要出现在40°S以南的广大中高纬西风漂流和秘鲁海流的洋面上。由于西风风速很大，所以雾频率比北太平洋同纬度低得多。4～7月各月雾频率普遍在2%～5%之间，7月雾最少，一般不足2%。春夏季节雾频率加大，一般在5%以上，较高纬度地区则出现雾频率＞10%。秘鲁冷流海域在3～4级偏西风作用下常会有雾出现，雾日较多。总之，大洋东部多于大洋西部。

4. 海浪

(1)南太平洋全年浪向比较相似，基本上是以33°S、90°W为中心逆时针方向旋转的浪场。夏半年西风带位置为全年最南，偏西浪向出现在40°S以南，冬半年偏西浪北抬至全年最北，可

达30°S，春秋季节居中，大致在35°S以南为偏西浪。低纬及海区西部全年均盛行偏东浪，其中海区东部低纬海域E—SE浪频率最高，高达70%～90%。其中心位置夏半年偏南，冬半年偏北，呈S—N走向摆动，但摆动幅度较小，全年较稳定。

（2）南太平洋平均浪高、涌高及大浪大涌频率的分布都是高纬大于低纬，东部大于西部。全年平均浪高≤2.5 m，平均涌高≤3.5 m。平均浪高东部海区夏季相对较小，冬季西部海区相对较小。涌高全年东部近岸海区较小。平均浪高、涌高冬季最高，夏季最小，平均涌高大于平均浪高。大涌频率也比大浪频率大，在赤道附近大浪频率除个别海区外，几乎为0，大涌频率也较小，一般≤5 %。

第二节 大西洋气候特征

一、北大西洋气候特征

1. 平均气压场

北大西洋海平面气压场分布的季节性变化十分明显，冬季主要受一个深厚的冰岛低压控制，而夏季则为副热带高压所控制。冬季，海区北部大部分洋面被以冰岛西南部为中心的冰岛低压所占据，该系统势力强大，且持续整个较冷的月份，1月份达最强。冬季亚速尔副高相对较弱，位置偏南，全年最弱的高压出现在11月。5～9月为夏季，整个海区受亚速尔副高控制。从3月份开始，冰岛低压逐渐减弱并向西北戴维斯海峡收缩，副高开始向西北方向扩展，势力加强，范围也逐步扩大。7月份整个北大西洋被副高所控制，其高压脊线呈WSW～ENE走向，东西延伸到北美洲东部外海至欧洲外海的广大洋面。

2. 风场

北大西洋也属于季风气候区，11月至翌年3月为冬季季风期，整个北部洋面受冰岛低压控制，南部受亚速尔高压影响，盛行西风带抵达全年最低纬度海域（30°N）。5～9月份为夏季季风时期，整个大洋主要受北大西洋副热带高压控制，风向基本上是一个以35°N、35°W为中心顺时针方向旋转的风场。30°N以南低纬海域常年盛行E～NE风；5°N以南海域为SE风。4、10月份为季风转换月份。

冬季季风比夏季季风持续时间长，风力强，范围大。冬季季风为全年最强，转换季节次之，夏季季风为全年最弱。北部海域平均风速年变化非常明显，在6～13 m/s之间。南部则变化不明显，在5～7 m/s之间；北大西洋年平均最大风速>13 m/s，为全球各大洋之最，最小值为5m/s。冬季西风带明显强于信风带，30°N以北有半年以上的时间风力较强，平均风速大于8 m/s，6级大风频率>20%，最高>60%，8级大风频率>5%，最高达到30%。在30°N以南，风力较弱，平均风速在7 m/s左右，6级大风频率<25%，很少出现8级大风。5～9月整个北大西洋平均风力相差不大，呈带状分布。西风带与信风带较大，平均风速为6～7 m/s；两风带之间及佛得角东南部两带状海域平均风速较小，为5～6 m/s。

3. 海雾

在北大西洋上，纽芬兰附近洋面终年多雾。春夏季（4～8月）雾最盛，平均每月超过10个雾日。夏季雾的频率达到40%，雾区范围很大，向东延伸，可达冰岛以南海面，南北跨越20多个纬度，影响着整个北大西洋北部的欧美航线，属于世界上有名的雾区之一。这个区域是墨西哥湾暖流与拉布拉多冷流的交汇处，夏季多平流雾，冬季锋面气旋活动频繁，多锋面雾。同时，

冬季有来自高纬的强冷空气吹向海面会出现蒸汽雾。

格陵兰岛以西的巴芬湾夏季多雾，最大频率可达到40%。

挪威、西欧沿岸与冰岛之间海面常年多雾。由于北大西洋暖流与冰岛冷流在这一带交汇，夏季多平流雾，雾频率>10%；冬季挪威和西欧沿海多锋面雾。英吉利海峡因潮汐涨落而促成的雾几乎经常存在。在挪威沿岸多峡谷和港湾，秋冬季多辐射雾和蒸汽雾。这一雾区恰好位于北美与西欧和北欧的主要航道上。英吉利海峡、多佛尔海峡和北海等航道狭窄，来往船舶众多，水流急且流向多变，再加上雾频，就更增加了船舶航行的困难。据统计，这段水域上发生的雾中碰撞事故在世界上首屈一指。

4. 海浪

北大西洋的平均浪高、涌高以及大浪、大涌频率的分布规律和特点是：在格陵兰与冰岛以南的西风带海域风浪最大，涌浪最大中心则向东南移至伊比利亚半岛与英国一带西部海域；30°N以南信风带中部海域为其次，冬季海区东部赤道附近海域最小，而夏季墨西哥湾至亚速尔群岛一带海域则最小。各风浪要素最大值出现的海域，正是冰岛低压经常加强海域的南侧和副高扩展稳定的北部海域。

冬季季风时期的海浪为全年最大，转换季节次之，夏季季风时期为全年最小。全年中季节变化最为明显的是北部西风带海域，而南部强信风区季节变化则最不明显。同一时期的平均涌高、大涌频率比平均浪高、大浪频率大。在冬季季风时期，最大平均浪高>3.0 m，最大平均涌高>3.5 m，大浪频率为0~20%，大涌频率为10%~50%，冰岛南部高达60%；在夏季季风时期，7月份最弱，其最大平均浪高约为1.0 m，最大平均涌高约为1.5 m，大浪频率小于6%，大涌频率为0~14%；转换季节最大平均浪高约为2.0 m，最大平均涌高约为3.0 m，大浪频率为0~25%，大涌频率为0~30%。

二、南大西洋气候特征

1. 平均气压场

南大西洋海平面气压场主要受副热带高压、中高纬西风带和南极低压等天气系统影响，另外北部海域还受到热带辐合带的影响，但季节变化不显著。全年副高中心（31°S、10°W）随季节南北移动，夏半年最南，冬半年最北，其脊线全年变化于27°S~35°S之间，整个移动过程中脊线走向基本与纬圈平行。冬半年副高位置北移，强度较强，范围逐渐扩大。夏半年副热带高压南移至全年最南位置，强度变化不大，范围缩小。在南大西洋40°S以南广大海域，气压场呈规则的带状分布，几乎和纬线平行，梯度较大，平均每个纬度达到1.5 hPa。

2. 风场

（1）全年风场比较相似，风向基本上是以30°S，15°W为中心逆时针方向旋转，其中心位置夏半年偏南，冬半年最偏北，呈南北摆动。夏半年西风带位置为全年最南，偏西风出现在40°S以南，冬半年偏西风北抬至35°S海域。全年冬半年风最强，夏半年最弱，春秋季节居中。

（2）南大西洋平均风速及大风频率的分布形式都是高纬大于低纬，全年风速在5~11 m/s之间。副高中心全年风速较小，为5~7 m/s；17°S以北的东北部海域全年平均风速最小，为<5 m/s，副高北部强信风区为6~9 m/s。西风带全年平均风速≥8 m/s，而且平均风速随纬度的增加而迅速增大，至45°S~55°S达最大，风速为10~11 m/s。在低纬海域，6级以上大风频率<10%，夏季整个信风区内<5%，全年8级以上大风频率均≤2%。在西风带广阔洋面上，6级、8级以上大风频率均较大。6级以上大风频率为25%~55%，8级以上大风频率≥5%。

3. 海雾

在南大西洋上，雾主要出现在30°S以南的广大中高纬度洋面上，特别在巴西暖流与福克兰冷流相遇的海域雾最为频繁。由于西风风速很大，不大利于海雾的形成，所以南大西洋上雾频率比北大西洋纬度低得多。4～7月各月雾频率普遍在2%～10%之间，7月雾区明显缩小，只有阿根廷近海带状雾的频率达到5%～10%。春夏季节雾区扩大，雾频率增加，一般>5%，较高纬度地区则出现雾频率>10%，尤其1月在和恩角至南乔治亚岛一带海域形成一个多雾中心。总之，大洋西部多于大洋东部。

4. 海浪

(1)全年浪场与风场比较相似，浪向与风向基本一致，以30°S、15°W为中心逆时针方向旋转。夏季西浪位置出现在35°S以南海域，冬季偏西浪北抬可达30°S海域，春秋季节居中。低纬海区全年均盛行偏东浪，其中海区东部低纬海域E～SE浪频率最高，可达50%～70%。

(2)南大西洋平均浪高、涌高及大浪大涌频率的分布都是高纬大于低纬，东部大于西部。全年各海浪要素冬季最高，夏季最小，春秋季节居中，季节性差异较小；平均涌高大于平均浪高，大涌频率也比大浪频率高。海区东北部赤道附近为整个南大西洋海浪低值中心，平均浪高≤1.0 m，平均涌高≤1.5 m，大浪频率夏季几乎为0。非洲南部则为高值中心，平均浪高、涌高分别为1.5～2.5 m、2.0～3.0 m，大浪、大涌频率分别为5%～25%、10%～35%。

第三节　印度洋气候特征

一、北印度洋气候特征

北印度洋是全球著名的季风气候区，冬、夏季气候特征非常分明。北印度洋由于受亚非大陆包围，并有印度半岛伸入大洋中，因此天气气候状况受大陆影响较多，形成强大而稳定的季风，是三大洋上最显著的季风区。

1. 平均气压场

冬季北印度洋处于以西伯利亚高压为中心的东亚大陆高压东南部，受东北高西南低的气压场控制。春季东亚大陆的西伯利亚高压强度有所减弱，冷空气南下势力也明显减弱，印度大陆逐渐转为暖低压控制。夏季东亚大陆由暖低压占据，中心靠近印度半岛，北印度洋受北低南高的气压场控制。秋季北半球东亚大陆的暖低压减弱消失，并逐渐转为冷高压控制。全球各大洋只有印度洋的环流形势受周围大陆影响最大。

2. 风场

在北印度洋东北季风盛行期，风向和风力稳定，平均风速一般为4～7 m/s，能见度好，风力最大的地方一般出现在索马里以东的洋面上，平均风速>8 m/s。因此，冬季北印度洋是航海的“黄金”季节。

在印度洋每年的5～9月为西南季风盛行期，与冬季的东北季风相比，西南季风不仅风力大，而且垂直厚度也大得多。西南季风大约在5月下旬开始，发展最强盛的时期是7～8月，孟加拉湾平均风速为6～8 m/s，阿拉伯海为7～11 m/s，7月在阿拉伯海西部的索科特拉岛以东洋面上，平均风速可达13 m/s，有时风速可超过18 m/s。因此，夏季北印度洋的强劲西南风对船舶航行影响很大，选择航线时应密切关注当时的天气形势，及早做出应对决策。

春、秋季节是季风的转换时期，也就成为风向稳定度最差，平均风速最小的月份。特别需

要指出的是:由于西南季风盛行时,辐合带已经移到亚洲大陆之上,且洋面上空风速垂直切变很大,热带气旋生成的必要条件不具备,热带气旋的发展受到了限制,因而热带气旋活动较少。但在孟加拉湾和阿拉伯海比较偏北的海区,受热带辐合带的影响,仍会有热带气旋加强发展。由于热带气旋造成的危害很大,因此,仍应注意监视,以做好应急措施。

3. 海雾

在整个北印度洋热带洋面上,终年水温很高,受它的影响,贴近海面的低层空气温度比较高,致使低空的水汽经常处于未饱和状态,加之热带洋面上的空气对流活动比较活跃,低空水汽不断随上升气流向高空逸散,这些水域难得见到雾。但在红海和亚丁湾常有沙暴出现。红海北部海区,22°N 以北至苏伊士湾,在 2 ~6 月间,每月有数次被称为 Khamsin 的大风产生,此风开始时是南风,随后转为西南风或西风,并常伴有沙暴。而在红海南部和亚丁湾海区,这种沙暴常见于 5 ~9 月。海上经常产生霾,沿岸大风也会引起沙暴。沙暴和霾的出现造成沿海海域不良的能见度(5 n mile 以内),影响船舶航行安全。

4. 海浪

北印度洋的风浪受季风控制,冬季盛行东北浪,夏季则盛行西南浪。夏季西南浪明显强于东北浪,大浪频率、平均浪高及最大波高均比冬季大得多。全年涌浪场分布特点与风浪场相类似,只是与风浪相比,平均涌高和最大涌波高要大得多,大涌频率较高。

东北季风时期,整个北印度洋海面盛行东北浪,平均浪高为 0.7 ~1.5 m,其分布为海区中部最大、南部最小、北部居中。在印度外海海域平均浪高最小;亚丁湾口往南至索马里外海平均浪高最大。最大浪高在 5.0 m,大浪频率 <10%。平均涌高比平均浪高大,1 月为 1.1 ~2.5 m,索马里中部外海最大为 2.0 ~2.5 m。最大涌高一般在 1.5 ~4.0 m,在亚丁湾口至索马里中部外海最大为 3.5 ~4.5 m。各月大涌频率要比大浪频率高,阿拉伯海大涌频率以 1 月为最高(>20%),孟加拉湾则以 12 月为最高(>30%)。

在季风转换季节期,平均浪高为 0.5 ~1.0 m,最大浪高为 1.0 ~2.5 m,大浪频率 <10%。涌向同浪向一致,涌高比浪高大。平均涌高为 1.0 ~2.0 m,最大涌高为 1.5 ~3.5 m,海区中、南部大涌频率 >10%。

西南季风时期,整个海区盛行西南浪,是北印度洋海区海浪强盛的时期,平均浪高、最大浪高、大浪频率均为全年最高,并在 7 月份达到极值。孟加拉湾平均浪高为 1.0 ~2.0 m;阿拉伯海大部分海区浪高为 1.8 ~3.5 m,只有东南部浪高较小,为 0.9 ~1.8 m;亚丁湾口外海为 2.9 ~3.5 m。最大浪高在孟加拉湾为 2.0 ~4.0 m;海区中部为 2.5 ~4.5 m;阿拉伯海为 3.0 ~7.0 m;亚丁湾口外海为 5.0 ~8.0 m。5 月份大浪频率为 30%;6 月大浪频率增大至 70%;7 月份大浪频率达 80%;8 月大浪频率有所减小,为 70% ~75%。而且各月大浪频率阿拉伯海比孟加拉湾高。孟加拉湾大浪频率中心位置在海区中部,以 6 月为最强。阿拉伯海大浪频率的中心开始时在海区中部,以后向东北移动。平均涌高比平均浪高大,阿拉伯海中部和亚丁湾口外海区域平均涌高为 3.5 ~4.5 m。6 ~8 月大涌频率达最大,阿拉伯海大部分海区大涌频率在 50% 以上,中心最大达 90%。7 月大涌范围最广,仅赤道附近大涌频率 <50%。

二、南印度洋气候特征

1. 平均气压场

南印度洋海平面气压场主要受副热带高压、中高纬西风带、印度洋季风和南极低压等天气系统影响,季节变化不如北半球显著,但仍有较明显的季节变化,与南半球各大洋相比,本海区

季节性变化幅度最大。南印度洋的明显特征是平均海平面气压全年均为副高所控制，副高中心大约位于35°S、75°E附近海域，全年各季节副高中心呈WNW—ESE走向，南北移动幅度为5个纬距，夏半年最偏南，冬半年最偏北。热带辐合带呈NE—SW走向，1月中心位于10°S一带，7月则大致位于赤道附近。40°S以南海域气压梯度很大，可每个纬度高达2 hPa，气压场呈规则的带状分布，几乎和纬线平行。

2. 风场

全年风场比较相似，风向基本上是以35°S、75°E为中心逆时针方向旋转，其中心位置夏半年偏南，冬半年偏北。夏半年西风带位置为全年最南，偏西风出现在40°S以南。冬半年偏西风北抬至全年最北，可达35°S。春秋季节居中。海区西北部受盛行风与地形共同影响，盛行风向略有不同。

南印度洋平均风速及大风频率的海区分布都是高纬大于低纬。全年平均风速在4～11 m/s之间。在低纬海域，风速季节性差异相当明显。冬半年平均风速在7～10 m/s之间，6级以上大风频率为10%～35%。夏半年平均风速则在4～8 m/s之间，6级以上大风频率明显降低，信风区内在5%～10%之间，季风区则≤5%。全年8级以上大风频率均≤5%。在西风带洋面广阔，平均风速6级和8级以上大风频率月均值较大，但季节性差较小。全年平均风速8～12 m/s，6级和8级以上大风频率分别为25%～50%、≥5%。冬半年大风区偏北，6级以上大风频率25%的等值线达35°S，海区东、西部海域甚至可达30°S。夏半年大风区偏南，6级以上大风频率25%的等值线在40°S附近海域，海区东部则达45°S海域。

3. 海雾

在南印度洋上莫桑比克海流为暖流，它从莫桑比克海峡直达非洲最南端，从暖海面上向南流去的暖湿空气，在表层海水温度梯度和西风漂流的冷却作用下，在南非东南沿岸及其外海形成雾区，因此，船舶通过好望角时有时会遇到雾。一年四季，雾的频率大约都在2%左右，再向南，能达到10%。

4. 海浪

全年海浪场比较相似，海浪基本上是以35°S、70°E为中心逆时针方向旋转的浪场，其中心位置呈WNW—ESE走向摆动，夏半年偏南，冬半年偏北，南北摆动幅度在5个纬距内。夏半年西浪位置为全年最南，偏西浪出现在40°S以南，冬半年偏西浪北抬至35°S海域，春秋季节居中。

南印度洋海浪各要素的海区分布是高纬大于低纬，海区东北部赤道附近为风浪低值中心，而涌浪低值中心则在莫桑比克海峡，这主要是受马达加斯加岛屿的阻挡所致。西风带为高值中心，涌浪中心较风浪更偏东北。海区西部赤道附近受地形及北印度洋季风影响，全年为高值区。全年冬半年最高，夏半年最小，春秋季节居中，季节性差异与北半球相比较小，但为南半球之最。平均涌高大于平均浪高，大涌频率也比大浪频率高得多。

在西风带广阔洋面上，全年平均浪高、涌高分别为1.5～3.0 m、2.0～3.5 m，大浪、大涌频率分别为10%～40%、20%～60%，而各浪区分布存在明显的南北季节摆动，冬半年偏北，夏半年偏南。在低纬海浪场各要素大小季节变化明显，夏半年平均浪高在1.0 m左右，冬半年则为1.0～2.0 m；平均涌高夏半年大部分海域为1.0～2.5 m，冬半年则为2.0～3.0 m。夏半年大浪频率为0～3%，大涌频率为5%～20%；冬季大浪频率为10%～20%，局部≤10%，大涌频率为10%～40%。

第四节　中国近海气候特征

一、平均气压场

冬季(1月)强盛的阿留申低压几乎占据整个北太平洋,西北太平洋副高已南退到太平洋的中东部。阿留申低压与欧亚大陆强大的西伯利亚高压一起构成控制东亚及西北太平洋地区冬季风的两个大气活动中心,强大的气压梯度由大陆指向海洋,干冷的空气沿着西伯利亚高压前缘流向海面,形成了东亚的冬季风。

春季(4月)阿留申低压逐渐减弱北移,西北太平洋副高逐渐加强北抬,来自亚洲大陆的冷气团势力明显减弱,热带海洋气团开始活跃,两气团交汇的锋区扰动频繁,气旋活动增多,天气复杂且多变。

夏季(7月)西北太平洋副热带高压西伸北抬,强度加大,占据整个北太平洋,阿留申低压衰退,低压闭合中心消失。东亚及太平洋地区的气压场和流场与冬季恰好相反,亚洲大陆为印度低气压控制。

秋季(10月)大陆热源和海洋冷源作用日趋减弱,西北太平洋副高迅速减弱南撤,阿留申低压逐渐加深南压,夏季型环流逐渐向冬季型演变。

二、大风分布

我国近海较大范围的大风主要是黄、渤海的偏北大风和西南大风、东海的偏北大风或偏东大风,台湾海峡的东北大风,南海北部的偏北大风和西南大风,南海中部和南部的西南大风等。它们分别是由温带气旋、热带气旋和季风潮等天气系统共同作用下造成的。

1. 风分布特点

(1)我国近海是同纬度海面较强风区之一。我国近海处在世界上最大的大陆和最大的海洋之间,由于海陆热力差异形成的季风得以充分发展,特别是冬季大陆高压特别强大,造成风速比同纬度洋面上大。

(2)东亚季风的年变化特点是冬强夏弱,这一点与印度季风的年变化相反。东亚季风区冬季强大的大陆高压周围出现很强的气压梯度,夏季大陆上为低压,海洋上为高压,气压梯度较弱,因而冬季风强于夏季风。同时,冬季海面上是热源,对于北方大陆上移来的极地大陆气团,入海后增暖增湿,能量得到补充,低层较不稳定,海面风速进一步加强。夏季,海面作为冷源,偏北气流到达海上后,将变得更加稳定,风力不容易增大。

(3)我国近海的大风发生在强冷空气活动、温带气旋、热带气旋等天气过程中,这些天气系统由于从海面补充热量和水分,得以充分发展,致使月平均风速增大。特别是热带气旋在西太平洋暖水区获得大量能量,其强度为全球各大洋区最强,夏季大风区的出现与此有重要关系。

(4)我国近海的大风区与地形上的狭管效应有关。渤海地形像一条东北—西南走向的狭管,使得从东北平原下来的冷空气势力增强风力增大。同样道理,渤海海峡在吹西北风时风速大于两侧海域。台湾海峡也是一条东北—西南走向的狭管,正好与冬季风风向平行,致使风力在正常情况下比海峡外增大2~3级,成为我国近海冬季的最大风区。整个南海是更大的狭管,也是东北风(冬季)、西南风(夏季)的通道,通道上的风速显著大于两侧。巴士海峡在冬季风速较其东面开阔洋面上增大约4~5 m/s,也是狭管效应所致。

表 7-1　中国近海各海区主要气象、海况要素对比

海区	渤海				黄海				东海				南海			
主要影响天气系统	(1)冷空气；(2)温带气旋；(3)热带气旋				(1)冷空气；(2)温带气旋；(3)热带气旋				(1)极锋；(2)西太平洋副热带高压；(3)温带气旋；(4)热带气旋				(1)热带气旋；(2)冷空气			
月份	1	4	7	10	1	4	7	10	1	4	7	10	1	4	7	10
平均风速/(m·s^{-1})	6.5~8.5	5.0~6.5	4.0~6.0	6.0~7.0	6.5~8.5	4.5~6.5	4.0~6.0	6.0~7.5	7.5~10.5	6.0~7.0	5.5~6.5	7.0~11.0	8.0~11.0	6.0~8.5	5.0~8.0	5.0~7.0
主要风向	N-NW	S,SW	SE-S	N,SW,NE	NW-N	S,SW,SE	SE-S	NW,N,SW	N-NE	S,SE,E	SE,S,E	N-NE	NE	NE	SW-S	NE-E
强风频率	15%~25%	5%~12%	3%~5%	10%~15%	10%~25%	5%~15%	5%~10%	10%~18%	20%~30%	10%~20%	10%~15%	10%~20%	10%~40%	5%~25%	5%~15%	10%~20%
平均波高/m	1.0~1.5	0.8~1.3	0.7~1.1	1.1~1.4	1.0~1.5	0.8~1.2	1.0~1.3	1.0~1.5	1.5~2.3	1.0~1.8	0.8~1.3	1.3~2.2	1.5~2.5	1.0~1.5	1.0~1.5	1.2~2.0
主要浪向	N-NW	S,SW	SE-S	N,SW,NE	NW-N	S,SW,SE	SE-S	NW,N,SW	N-NE	S,SE,E	SE,S,E	N-NE	NE	NE	SW-S	NE-E
大浪(≥2.8 m)频率	5%~12%	3%~5%	1%	6%~8%	10%~15%	4%~8%	≤3%	6%~10%	20%~40%	10%~20%	5%~10%	20%~35%	15%~35%	10%~20%	5%	10%~25%
雾日频率	1%	2%~4%	4%~6%	0.5%	1%~2%	5%~10%	10%~30%	≤1%	3%~8%	5%~18%	≤3%	≤3%	≤3%	2%~4%	≤1%	≤1%
最大波高/m	7.5				10.5				20				20			

2. 风向频率

冬季(1月),渤、黄、东海风向分散,各向频率不高,这是因为气旋及反气旋活动较多而且路径各不相同所致。相比之下台湾海峡以南至南海风向稳定,东北风频率较高。例如:渤海西北风、北风频率仅20%,西风、东北风频率为15%;黄海北风频率稍高于30%,西北风频率为20%左右;东海北风频率升达40%。台湾海峡风向基本顺海峡走向,至南海北部,东北风频率升至60%,局部地区达80%,北风和西北风频率<10%。

春季(4月),冬季风开始向夏季风过渡,各海区风向变化较大,盛行风向频率较低。

由于南海高压影响,北部湾口首先出现东南风,频率达40%。南海西北部南风、东南风频率相应达到20%,东北风频率显著降低,南海北部为30%~40%。渤海和黄海仍处在气旋活动高频期,风向较不稳定,南风、西南风频率略高,达20%,余为东南风、西南风,各为10%~15%。东海偏西风很少,北风、东北风至东南风、南风各约15%。

夏季(7月),夏季风风向稳定程度比冬季低,但比春季高。赤道附近气流来自南半球,南风频率达40%左右;且10°N附近逐渐转为西南风,南海中部西南风频率达40%~50%。

东海及南黄海,南风频率为25%~30%,东南风频率为20%。渤海及北黄海南风、东南风频率各在20%左右,其余为东风和西南风。

秋季(10月),9月冬季风开始,台湾海峡因地形影响北风频率突增到50%,此时渤海风向多变,尚难确定主导方向。黄海、东海北风、东北风频率各约20%;南海15°N以南仍以西南风为主,频率为40%。10月黄、渤海北风频率才稍占优势,东海北风、东北风频率各占60%。

3. 平均风速的季节变化

冬季(1月),济州岛附近、九州岛西南面经台湾海峡至中南半岛东面为平均风速>8 m/s的高值区,高值中心分别位于台湾海峡、巴士海峡西部及越南东南面海域,它们的形成都与狭管效应使气流辐合有关。黄海中部、北部湾风力次之,风速为7~8 m/s;南海南部、我国大陆沿岸风速为5~7 m/s;台湾岛西南面、昆宋岛西面为背风区,风速<5 m/s。

春季(4月),冬季风向夏季风过渡,全区风力变小,尤其是南海减弱较快,东海和黄海由于气旋活动较为频繁,风速依然较大。台湾海峡、巴士海峡及黑潮区域平均风速仍为全区最大,达6~7 m/s,济州岛附近、黄海西部为6 m/s。北部湾南口风速仍达6 m/s,但湾内和沿岸区以及南海大部区域风速为4~5 m/s。

夏季(7月),南海由于西南季风加强,在越南东南海面出现强风区,平均风速为7 m/s。自此向北穿过巴士海峡至台湾以东洋面,东海及黄海南部,风速为6~7 m/s。黄海南部、台湾海峡、越南东北部由于处在夏季风的背风区,平均风速小于5 m/s。9月,夏季风开始向冬季风转换,全区大部分海域风速有所减小,尤其是南海区域。但台湾海峡区风速开始增大,平均风速由8月的5 m/s增到7 m/s。

秋季(10月),冬季风基本建立,台湾海峡和南海东北部平均风速增大到10 m/s,由此向南、向北平均风速减小,东海风速为7~8 m/s,黄海中部为6~7 m/s,渤海为5~6 m/s,南海15°N附近大约为7 m/s。

4. 大风频率

8级以上的大风频率和强风频率(见表7-1)分布相似,年变化亦有共同之处,不同的是大风频率比强风频率低得多。10月台湾海峡大风频率达11%~15%,向南逐渐减小,至10°N以南大风频率在1%以下。台湾东北面海域约3%~5%,黄海频率1%~3%。11~12月,频率

升高主要在台湾海峡及南海，分别为17% ~22%和11%。12月至1月，台湾海峡以南的频率略微下降，东海至黄海升至3% ~5%。2月南海大部频率已在1%以下，夏季大风频率更小，即使热带气旋活动区频率也仅1% ~2%。

三、海浪分布

我国近海的浪主要受季风影响。冬季，黄海和渤海主要多西北浪和北向浪，平均波高1 ~1.5 m，最大波高可达7.0 ~7.5 m，大浪频率5% ~15%；东海主要多北向浪和东北浪，平均波高1.5 ~2.3 m，最大波高可达7.5 ~8.0 m，大浪频率20% ~40%；南海主要多东北浪，平均波高1.5 ~2.5 m，最大波高可达7.5 ~8.0 m，大浪频率15% ~30%。春季，南海仍多东北浪，平均波高1.0 ~1.5 m，大浪频率10% ~20%；黄海、渤海和东海浪向多变，相对多南向浪、西南浪、东南浪和东浪，平均波高0.8 ~1.8 m，黄、渤海相对较小，东海大浪频率可达10% ~20%。夏季，黄海、渤海和东海主要多东南浪和南向浪，平均波高1.0 ~1.4 m，黄、渤海大浪频率≤3%，东海大浪频率5% ~10%；南海主要多西南浪和南向浪，平均波高1.0 ~1.5 m，大浪频率5%。秋季，浪向多变，渤海主要多西北浪和北向浪，平均波高1.1 ~1.4 m，大浪频率6% ~8%；黄海和东海多北向浪和东北浪，黄海平均波高1.0 ~1.5 m，大浪频率6% ~10%；东海平均波高1.3 ~2.2 m，大浪频率20% ~35%；南海主要多东北浪和东向浪，平均波高1.2 ~2.0 m，大浪频率10% ~25%。台湾海峡东北浪占优势，频率高达62%，最大波高可达9.5 m。

总之，冬季典型的大浪区有我国山东半岛成山头附近海域、朝鲜济州岛以南海域、日本琉球群岛西侧海域、台湾海峡和台湾以东海域。夏季风浪较小，但有热带气旋活动时，可造成巨浪和大的涌浪。

四、我国近海船舶预防大风浪对策

我国近海的偏北大风浪主要是由冷锋南侵造成的，表现为冷锋后面的偏北大风。由冷锋单独形成的大风，约占整个大风次数的37%。频率最大的（约占整个大风次数的56%）是冷锋与气旋共同造成的大风，其形势表现为冷锋后方有高压，冷锋前面有气旋，称北高南低型（或西高东低型），特别是西北路冷锋与江淮气旋相遇，或北路冷锋与黄河气旋相遇，偏北大风出现频率很高，最大风力可达9 ~10级，甚至更高。由于渤海的地形影响，历史上一些严重的风灾特别是渤海西岸的风暴潮灾害多由北方冷锋造成。单独的低压也能造成黄、渤海的偏北大风，但为数很少，出现频率约为3% ~4%。

我国近海的强南风比强北风发生频率低，范围也小，但变化突然，海面上亦会产生不同程度的灾害。造成强南风的地面气压形势主要是南高北低型、东高西低型和低压型。所谓南高北低型即高压在25°N至37°N，120°E ~130°E范围内，与来自贝加尔湖至蒙古的低压一起移向东北。东高西低型即蒙古高压南下入海或与海上高压合并加强，或者日本海高压脊向西伸展到黄、渤海与西部低压配合形成东高西低形势。低压型是指渤海低压、黄海气旋和江淮气旋等。另外，极少数热带气旋北上时，在其后部亦可出现西南大风。

偏南大风天气主要出现在春末夏初，此时冷空气影响逐渐减弱，暖空气影响逐渐加强，4 ~5月偏南大风的频率为63%。就天气形势而论，南高北低型出现最多，频率达53%，东高西低型和低压型各占约21%，热带气旋造成的黄渤海偏南大风机率很少，只有5%。表7.2给出了中国近海偏北大风和偏南大风对船舶影响程度。

表 7-2 我国近海偏北大风和偏南大风对客滚船影响程度

	我国近海偏北大风				我国近海偏南大风			
形势类别	冷锋	低压	北高南低	热带气旋	南高北低	东高西低	低压	热带气旋
出现月份	10～3	8～10	10～4	8～9	4～5	4～5	6～8	7～9
频率(%)	36.8	4.0	56.0	3.2	53	21	21	5
对船舶影响程度	大	一般	大	较大	较大	较大	一般	大

船舶为了预防恶劣天气系统引起的大风浪，适时接收气象部门发布的恶劣天气预警信息和预报产品，结合船舶本身的性能和装载条件，及早采取相应的预防和避离措施。通常我国近海大风浪的持续时间多在 24 h 以内，有的只有几小时，近海有许多避风锚地，对抗风能力较差的船舶，应尽可能避开强风浪时段。

五、雾的分布特点

我国近海是北太平洋多雾区之一。主要以平流雾为主，锋面雾和辐射雾次之。雾区的时空分布具有很强的区域性和季节性。

1. 地理分布

我国海域北起渤海湾，南至北部湾，大致呈带状分布。雾区的带状范围具有南窄北宽的特点，南部宽约 100～200 km，舟山群岛一带约 400 km，北部更宽些，如黄海 6～7 月几乎全部都是雾区。北部湾、台湾海峡西部、舟山群岛、青岛外海、成山头外海和朝鲜西部沿岸是相对多雾中心(参见图 1-59)。雾区的另一特点是南少北多。琼州海峡和北部湾西北部年雾日(一日中任何时间出现雾，不论持续时间长短，均计为一个雾日)20～30 天；台湾海峡西部和福建沿海年雾日 20～35 天(台湾海峡东部、澎湖列岛一带却很少，只有 4～5 天)；闽浙沿岸到长江口一带，年雾日增加到 50～60 天以上；山东半岛南部成山头和石岛一带海面雾最频，年雾日超过 80 天，故有"雾窟"之称；从鸭绿江口到济州岛的朝鲜西部沿海雾也较多，年雾日达 50 多天，有时与山东南部沿海的雾区连成一片。渤海是我国的内海，暖流不易达到，因而雾相对较少，仅在渤海海峡附近多些，年雾日为 20～40 天。此外台湾以东洋面、海南岛榆林港以南终年受暖流控制，缺乏冷却条件，因而基本无雾。

2. 季节变化

我国沿海的雾主要发生在 2～8 月，随着时间的推后，雾区从初春到盛夏由南向北推进，表现出南早北晚的特点。北部湾沿海 2 月雾最多，海南岛 3 月最多，南海沿岸 4 月最多。东海则以 5 月最多，杭州湾和长江口附近 6 月最多，到 7、8 月明显减少。黄海沿岸雾日分配很集中，秋冬雾很少，从春季开始有雾，而后逐月增加，7 月达到最多，以后逐渐减少。在渤海，出现在秋冬季的雾反多于春夏季。

思考题

简述我国近海多雾区、雾的分布特征和季节变化规律。

附录　常用航海气候资料

1. 世界气候图(WORLD CLIMATIC CHART)

英版世界气候图图号5301,5302,分2张,1张是1月气候图,另1张是7月气候图。图中给出以下资料。

(1)气压:用红色实线绘出等压线,标注气压数值和高、低气压中心位置。

(2)风:用红色箭矢表示大洋盛行风的一般情况。

(3)大风区:用深黄色表示 >7 级大风每月超过10天的区域;浅黄色表示 >7 级大风每月出现5~10天的区域。

(4)涌和热带风暴介绍。

(5)赤道低压带:用棕色圆点线表示其位置。

(6)海流:以蓝色箭矢表示大洋中主要海流的位置和流向,参照等水温线可判断海流的冷暖性质。

(7)表层海水温度:用等水温线(蓝色实线)表示。

(8)雾:用棕色疏点表示每月雾日在5~10天的区域,浓点表示每月雾日在10~20天的区域。

(9)冰况:概要说明浮冰、冰山的界线。

(10)雨量分布

2. 航路设计图(ROUTEING CHARTS)

英版航路设计图共分北大西洋、南大西洋、印度洋、北太平洋、南太平洋5组图,每组按月份各有12张图。图中给出大洋海流、风、冰况等资料。

(1)海流:图中用绿色箭矢表示该月当地表层洋流的主要流向,并用不同的绿色箭矢表示该方向上洋流的持续性百分率,箭矢尾端的数字表示以kn为单位的平均流速。观测资料不充分的地方,用点线表示可能流向,那里的海流一般较弱。

(2)风花:用箭矢表示风向,箭杆的长度表示该方向的风出现的百分率,箭杆的形态表示不同的风级。风花中心一般有3个数字,上面的数字为该月资料的观测次数,中间的数字为不定风在全部观测次数中所占的百分率,下面的数字是无风的百分率。

(3)冰区界限:用红色点划线给出浮冰最大界限。

(4)插图资料:航路设计图中附有4组插图。

①气温、气压图:图中等温线系指平均气温(℉),等压线是指平均海平面气压(hPa)。

②雾与低能见度图:绘出能见度低于0.5 n mile和5 n mile的等百分率曲线。

③露点和水温图:绘出露点(℉)和平均海水温度(℉)等值线。

④大风和热带气旋路径图:绘出 >7 级大风的等百分率线和热带气旋主要路径。

3. 气候和表层海流图(CLIMATOLOGICAL AND SEA - SURFACE CURRENT CHART) 英版气候和表层海流图是按月份分大洋给出气候和表层海流资料,所载内容与航路设计图类似。

4. 世界大洋航路(OCEAN PASSAGES FOR THE WORLD)

5. 航海家手册(THE MARINER'S HANDBOOK)

6. 航路指南(SAILING DIRECTION)

7. 天气手册(WEATHER HANDBOOK)

参考文献

[1] 陈家辉,张吉平.航海气象学与海洋学.大连:大连海事大学出版社,2001.
[2] 李栖筠,张永宁,江吉喜.中国主要远洋航线危险天气预报.大连:大连海事大学出版社,2005.
[3] 李志华,王　辉.海洋船舶气象导航.大连:大连海事大学出版社,2006.
[4] 刘　江,许秀娟.气象学.北京:中国农业出版社,2002.
[5] 寿绍文.天气学分析.北京:气象出版社,2002.
[6] 雷　海.世界航线.北京:人民交通出版社,1995.
[7] 郭　禹.航海学.大连:大连海事大学出版社,2005.
[8] 伍荣生.现代天气学原理.北京:高等教育出版社,2002.
[9] 朱乾根,林锦瑞.天气学原理与方法.北京:气象出版社,2000.
[10] 李爱贞,刘　厚.气象学与气候学基础.北京:气象出版社,2001.
[11] 严俊岳,陈乾金.中国近海气候.北京:科学出版社,1993.
[12] 李克让.中国近海及西北太平洋气候.北京:海洋出版社,1993.
[13] 吴永芬.航海气象学.大连:大连海运学院出版社,1993.
[14] 周静亚,杨大升.海洋气象学.北京:气象出版社,1994.
[15] 张永宁.西北太平洋爆发性气旋活动与航线选择.航海技术:2000,(1):3-5.
[16] 齐桂英.爆发性温带气旋的定义标准初探.海洋学报,1993,15(3):133-139.
[17] 张永宁.船舶预报爆发性气旋综合方法和模式图表.大连海事大学学报,1997,(4):6-10.
[18] 李栖筠.北印度洋西南季风期的航线选择.大连海事大学学报,1989,(2):18-20.
[19] 张永宁.东北太平洋热带气旋活动特征分析.大连:大连海事大学学报,2001,27(3):7-9.
[20] 刘金芳,刘玉清.北大西洋风场和海浪场特点分析.海洋通报,2000,19(5):12-20
[21] 刘金芳,江　伟.北太平洋海浪场时空变化特征分析.热带海洋学报,2002,21(3):64-69
[22] 李　培,张　弦,俞慕耕.北印度洋气候特点分析.海洋预报,2003,20(3):25-30
[23] 刘金芳,黄海仁等.南大西洋风场和海浪场时空特征分析.海洋湖沼通报,2002,No.3:1-8
[24] 张　弦,刘金芳.南印度洋海浪场时空特征分析.海洋通报,2003,22(2):52-31.